20

Glaciares y glaciación

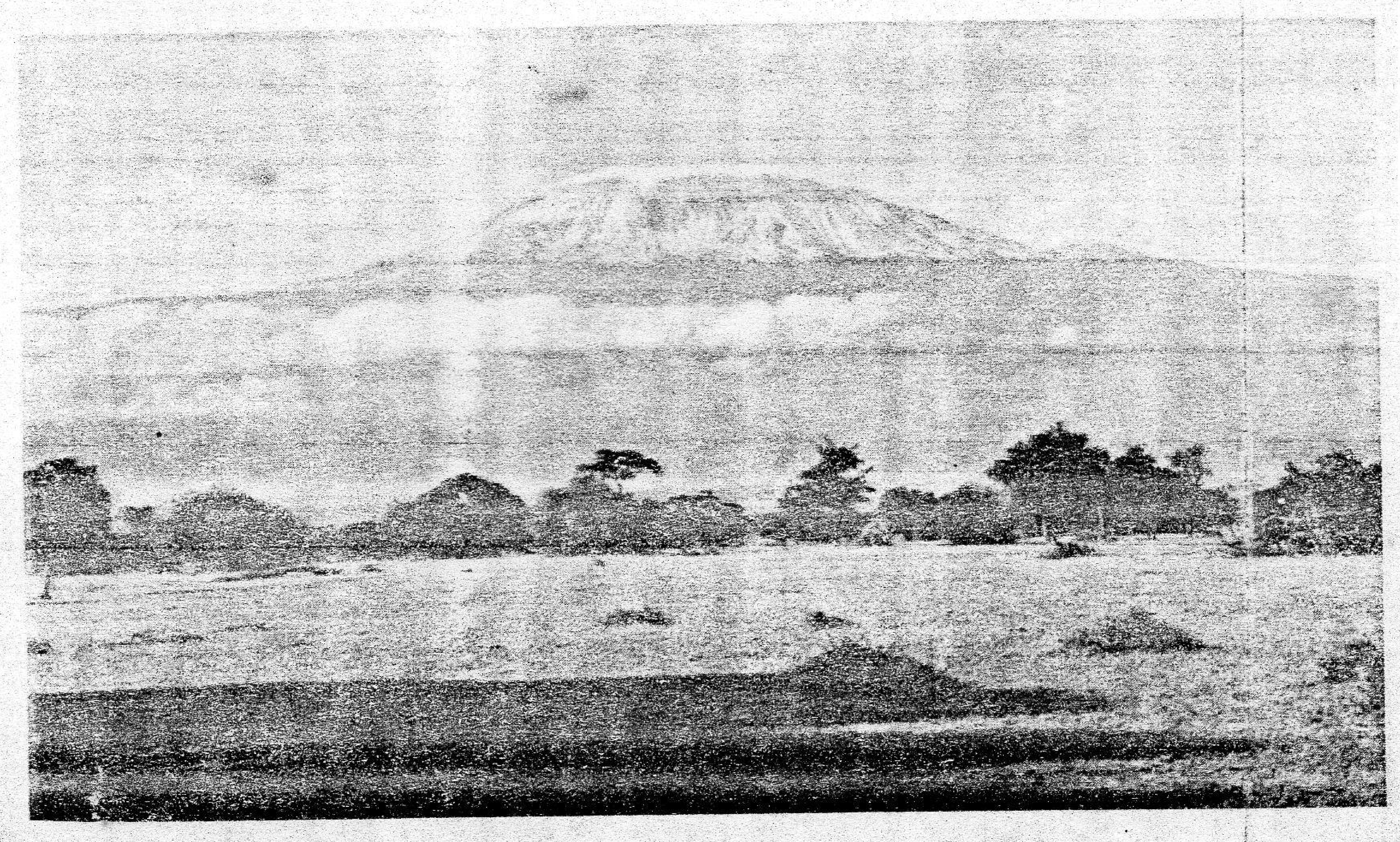
Pero ¿dónde están las nieves de antaño?

François Villon (1431-1485).

Campos de nieve y crecimiento y destrucción de los glaciares

Los glaciares son masas de hielo que, bajo la influencia de la gravedad, corren a partir de los campos de nieve de la cuenca de alimentación donde se originan. Todos los continentes, excepto Australia, ofrecen ejemplos de campos de nieve permanentes. El nivel por debajo del cual la nieve funde en verano, es decir, el borde más bajo de un campo de nieve permanente (si está presente), se llama *nivel de las nieves perpetuas*. Su altitud varía con la latitud, desde el nivel del mar en las regiones polares hasta 610 m en el sur de Groenlandia y el sur de Chile, 1525 m en el sur de Noruega y el sur de Alaska, 2750 m en los Alpes, 4420 m (Assam) - 5800 m (Cachemira) en el Hi-

Figura 20.1. Kilimanjaro, Tanzania, visto desde la meseta de más de 900 m de altura (superficie de erosión Africana); se puede ver el casquete de hielo en la cumbre del Kibo (5895 m) *(Dorien Leight Ltd)*.



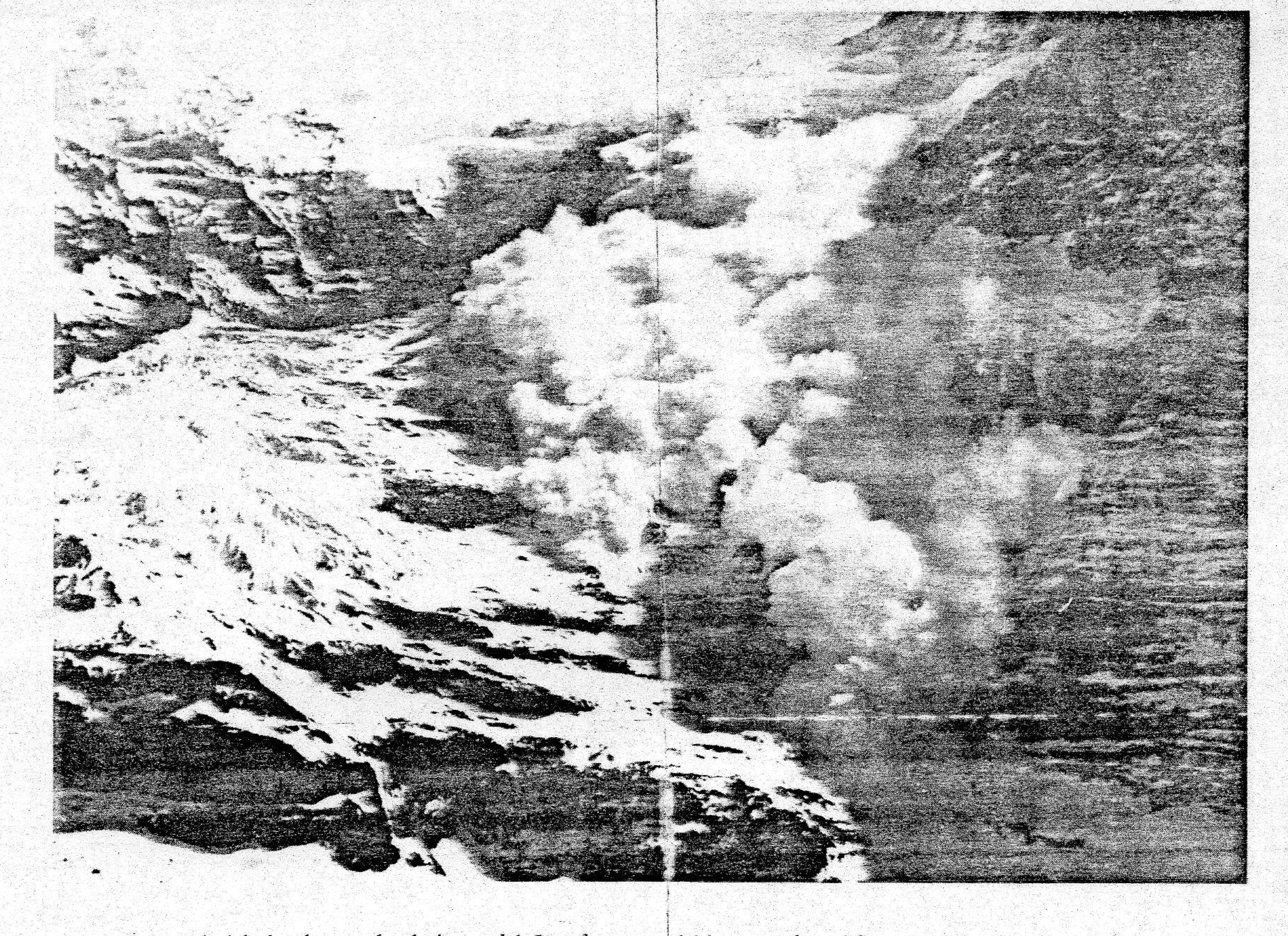


Figura 20.2. Alud bajando por las laderas del Jungfrau, sobre el glaciar Giessen, Suiza *(Paul Popper Ltd).*

malaya y 5200-5500 m en los altos picos ecuatoriales de África (fig. 20.1) y de los Andes (figura 12.3). Es de interés señalar que las más altas cumbres de los Highlands escoceses, por ejemplo, el Ben Nevis, ni siquiera llegan a alcanzar el nivel de las nieves perpetuas que correspondería a Escocia.

La baja temperatura por sí sola no es suficiente para asegurar el desarrollo de un campo de nieve. Aunque la región de suelo permanentemente helado de Siberia septentrional es una de las regiones más frías del globo se mantiene libre de nieves perpetuas a causa de la escasez de precipitaciones invernales, rápidamente desvanecidas en la primavera. Los campos de neviza se forman y persisten allí donde las nevadas invernales son tan copiosas que la fusión estival y la evaporación no llegan a borrarlas del todo. La nieve puede también ser barrida por el viento o desaparecer a causa de los aludes en las vertientes empinadas (fig. 20.2). Allí donde queda una reserva de nieve que se acumula de un año para otro, el campo de nieve aumenta en profundidad y extensión superficial hasta que la presión sobre el hielo formado en el fondo es suficiente para poner en marcha el flujo hacia fuera que constituye un glaciar.

La transformación de copos de nieve en hielo glacial es una especie de metamorfismo de baja temperatura. A medida que la nieve suelta y liviana queda enterrada bajo nevadas posteriores gradualmente se convierte en *nevé* o *neviza*, forma de empaquetado denso cuya densidad es de 0,8, mientras que la del hielo libre de aire es de 0,917. La neviza todavía mantiene un color blanco debido a la presencia del aire atrapado. Al aumentar la compactación se expulsa más aire y el agua de fusión procedente de arriba penetra y se congela, hasta que las capas más profundas se con-

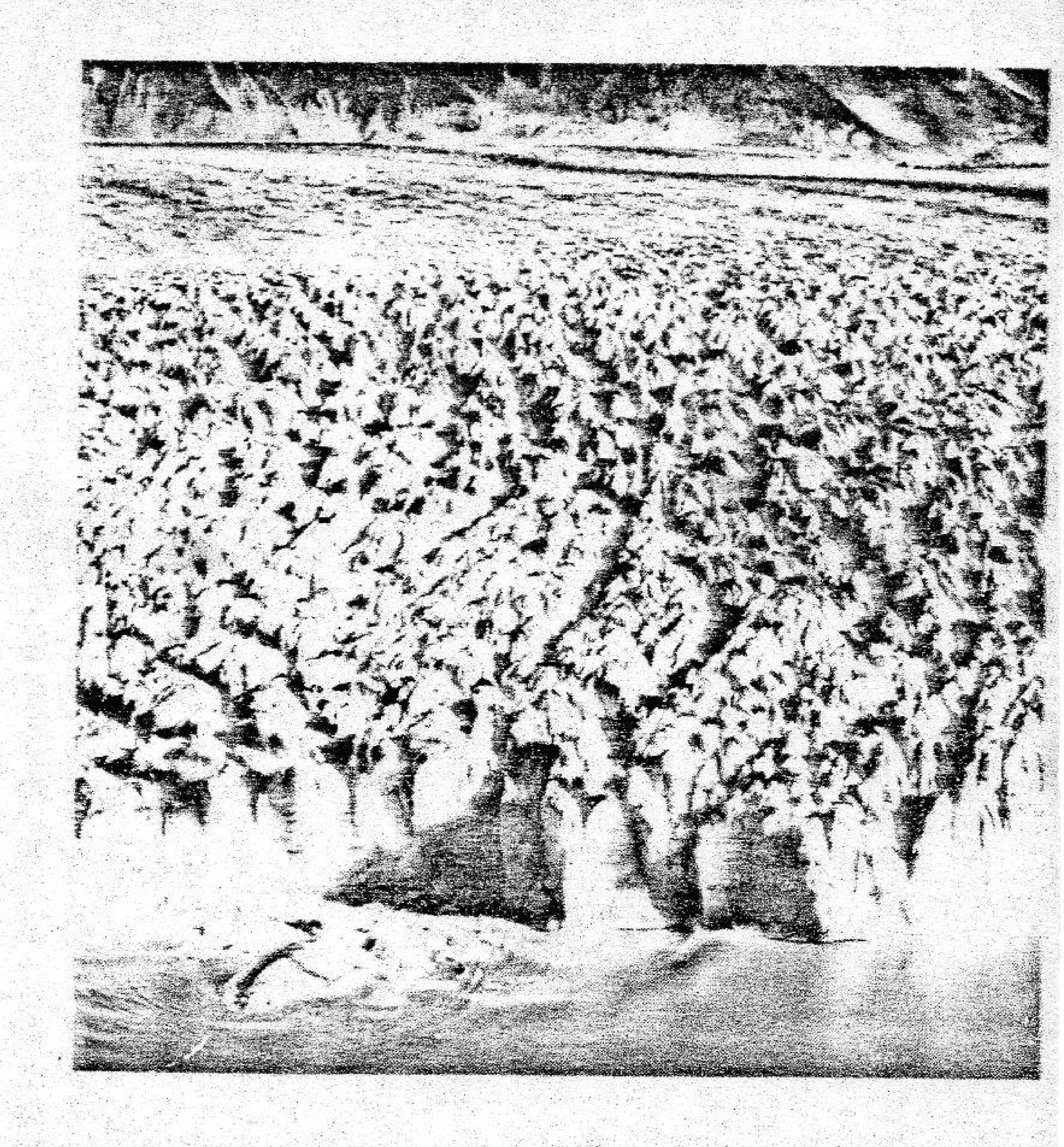


Figura 20.3. Frente del glaciar Miles, cerca de Cordova, Alaska. Fotografía tomada segundos después del desprendimiento de un iceberg desde el acantilado de hielo de 46 m de altura *(Bradford Washburn).*

vierten en hielo. Todavía quedan minúsculas burbujas de aire y, a medida que las burbujas se hacen menores, más escasas y más dispersas, el color del hielo va cambiando desde el blanco opaco corriente al azul claro, que en general queda restringido a bandas particulares. El hielo masivo glacial es un agregado granular de granos entrelazados, cada uno de los cuales es un cristal individual de hielo. Entre estos granos queda una *película intergranular* sumamente delgada que consiste en una solución acuosa que contiene cloruros y otras sales, en especial de sodio. La presencia de estos iones baja el punto de congelación y así mantiene la película en estado líquido. Es el mismo fenómeno que se aprovechó en la práctica y que se produce cuando se echa sal a una carretera helada para «fundir» el hielo. En un glaciar, la película intergranular juega un importante papel en la regulación del flujo del hielo.

Los glaciares que se originan en las cabeceras de valles y sus alrededores se arrastran lentamente por la pendiente a modo de ríos de hielo en forma de lengua; el material y la presión responsa-

Figura 20.4. Terminal en el agua de marea del glaciar John Hopkins en 1940, estero John Hopkins, bahía del Glaciar, Alaska. Desde 1894 a 1929 la terminación retrocedió unos 12 km, después de lo cual registró un avance lento que en 1940 suponía unos 800 m. Desde entonces el avance ha proseguido. En 1907, cuando se cartografió la zona, el glaciar tenía unos 610 m de espesor en la localidad que en 1940 constituía la terminal. El pico elevado de la izquierda es el monte Grillon, de 3879 m de altura *(Bradford Washburn).*

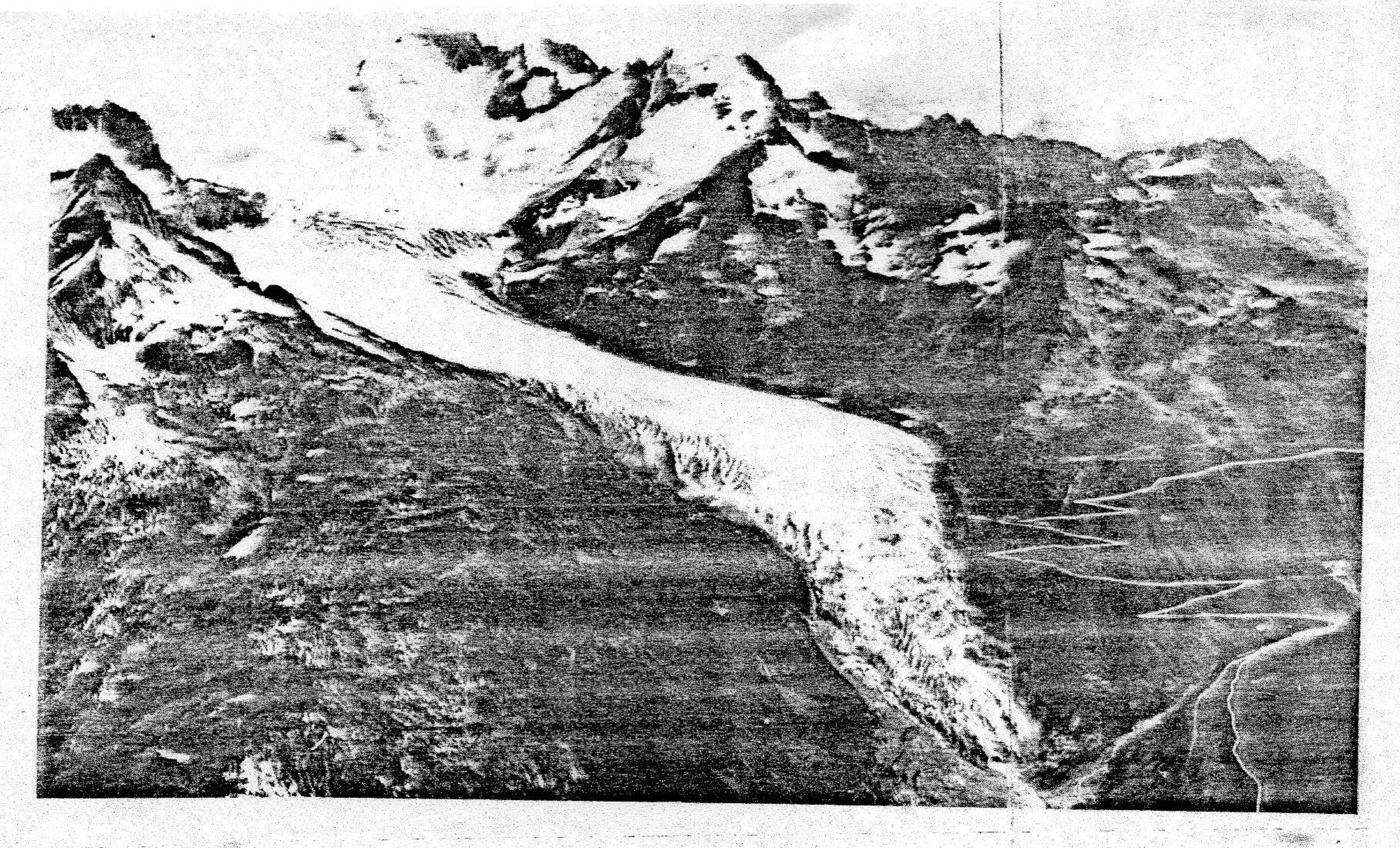


Figura 20.5. Glaciar del Ródano, mostrando la zona de acumulación en los altos campos de nieve y la zona de mengua *(ablación)* que termina en el frente o «morro». Para ver las grietas y pliegues del curso medio del glaciar, mirar la figura 9.3 *(Aerofilms Ltd).*

bles del flujo se mantienen por la reposición anual de los campos de nieve que están más arriba. Mediante la acción de varios procesos que provocan su mengua, principalmente la fusión, la evaporación y la formación de icebergs (fig. 20.3), los glaciares pierden volumen; la pérdida anual de hielo se describe como *ablación*. Los glaciares avanzan hasta que sus frentes o «morros» («snout» en el original) alcanzan una posición en la que, durante unos cuantos años, la acumulación está más o menos equilibrada con la ablación. Esta posición puede estar a varios centenares de metros por debajo del nivel de las nieves perpetuas. Naturalmente, hay un solapamiento de las zonas de acumulación y de ablación, las cuales también varían con el tiempo, pero en las regiones altas predomina la acumulación y en los niveles bajos, la mengua. En las estaciones de nevadas copiosas, la acumulación sobrepasa la ablación, de modo que el glaciar se engrosa y su tasa de flujo aumenta. Cuando estos efectos se hacen sentir en el frente, lo cual puede tardar varios años, éste se hace más abrupto y el glaciar avanza valle abajo. Inversamente, en respuesta a la disminución de la razón aporte-pérdida, el frente se aguza y se adelgaza y retrocede. De un glaciar se puede decir que retrocede o que se retira, pero esto son sólo formas de expresarse. No es el hielo el que se desplaza hacia atrás, sino la posición de su terminación o frente (fig. 20.4).

La capacidad de los potentes glaciares de valle para alcanzar niveles situados muy por debajo del de las nieves perpetuas antes de su fusión se debe, no solamente a los inmensos abastecimientos en hielo que proceden de las tierras más elevadas, sino también al hecho de que la superficie expuesta a los procesos de merma es pequeña en comparación con el gran volumen del hielo. Como el glaciar se mueve con extremada lentitud, ocupa su valle hasta una profundidad muy grande. Para una misma pendiente, y con la gravedad como única fuerza motriz, el agua puede fluir a una velocidad unas 100 000 veces mayor que la del hielo. Para desaguar una zona dada, la sección transversal de un glaciar tiene que ser enormemente mayor que la del río correspondiente, y

de acuerdo con esta comparación los torrentes que bastan para acarrear el agua procedente de la fusión estival de las nieves a partir del frente del glaciar siempre parecen pequeños e insignificantes (figs. 20.5 y 20.6).

Cuando los glaciares desbordan la tierra firme y terminan en el mar en agua suficientemente profunda para permitir que el hielo flote en ella, se desprenden masas inmensas a partir del frente y se convierten en *icebergs* o *témpanos flotantes*. La pérdida de hielo por este proceso de «parto» de los icebergs puede constituir una alta proporción de la ablación total. Teóricamente, alrededor de las nueve décimas partes (0,9) de un iceberg deberían quedar sumergidas si estuviera formado de hielo puro. La proporción real, sin embargo, está sujeta a variación, de acuerdo con la cantidad de aire aprisionado y de derrubios rocosos presentes en el hielo. Algunos de los vastos témpanos tabulares liberados en el frente de hielo del continente antártico flotan sobresaliendo sobre el nivel del mar un quinto (0,2) de su altura total (figura 20.7).

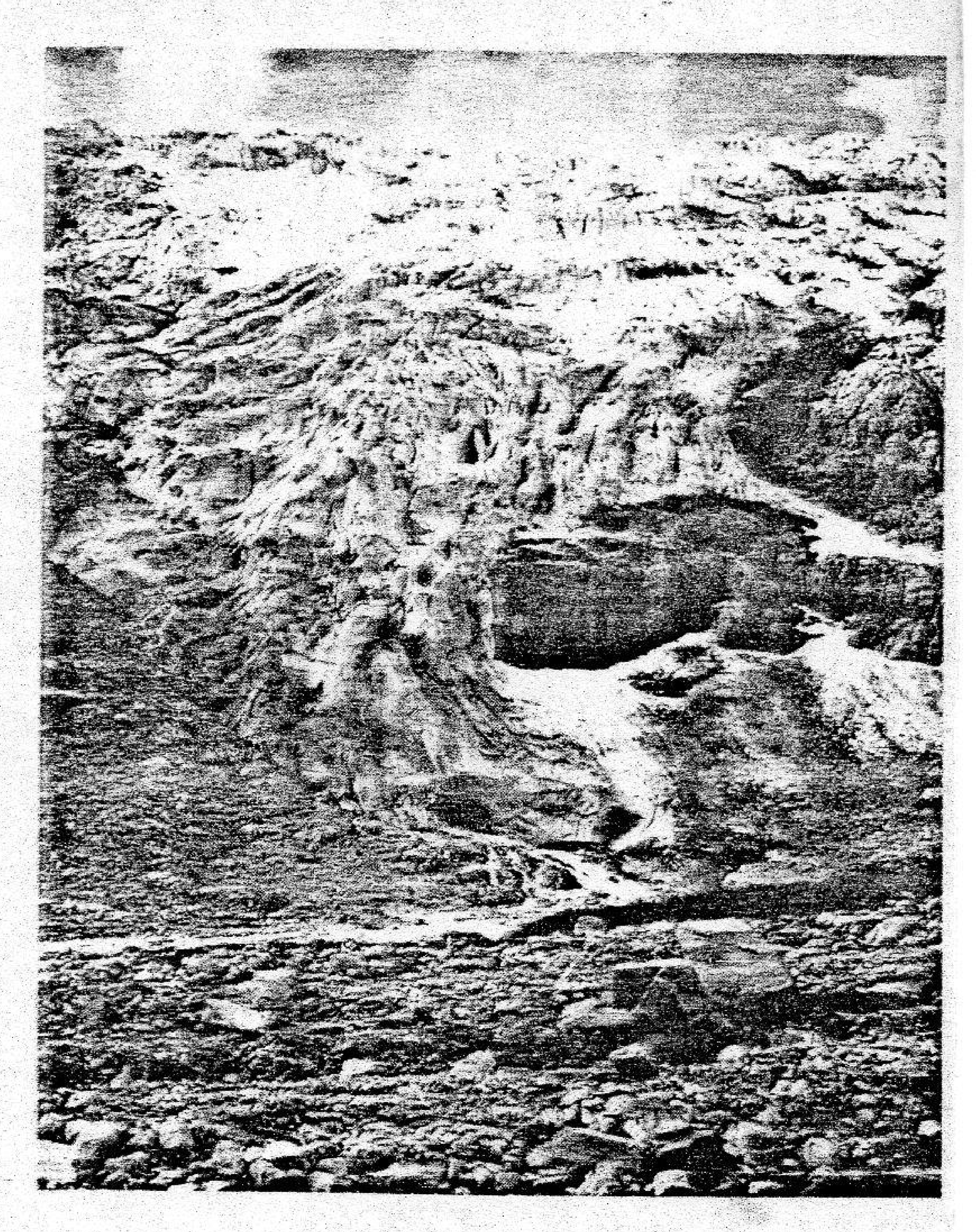


Figura 20.6. Vista tomada desde muy cerca del frente del glaciar del Ródano cerca de Gletsch, Suiza, en que se ven las fuentes del río Ródano que salen de una cueva de hielo en forma de corriente lechosa estrecha *(F. N. Ashcroft)*.

Tipos de glaciares

Los glaciares pueden dividirse en tres clases principales:

a) *Mantos y casquetes* de hielo esparcidos en regiones continentales o de meseta, donde es muy bajo el nivel de nieves perpetuas, y que se deslizan hacia las márgenes con un movimiento en masa muy lento.

b) *Glaciares de valle o de montaña*, que ocupan los valles preexistentes de alineaciones montañosas que se elevan por encima del nivel de las nieves perpetuas.

c) *Glaciares de piedemonte*, que se componen de mantos de hielo formados por la reunión de varios glaciares de valle que se extienden más abajo del nivel de las nieves perpetuas —a modo de lagos de hielo— sobre una zona de tierras bajas donde se produce la fusión.

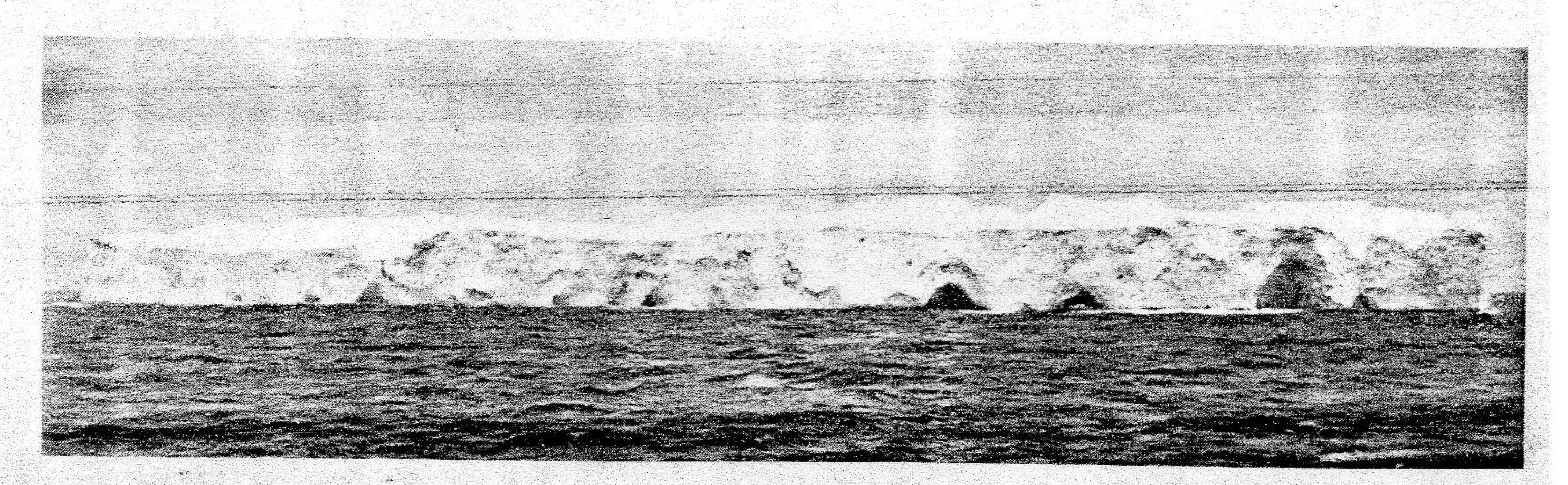


Figura 20.7. Iceberg tabular de la Barrera de Ross; mar de Ross, Antártida, febrero de 1959 *(P. N. Webb y B. C. McKelvey)*.

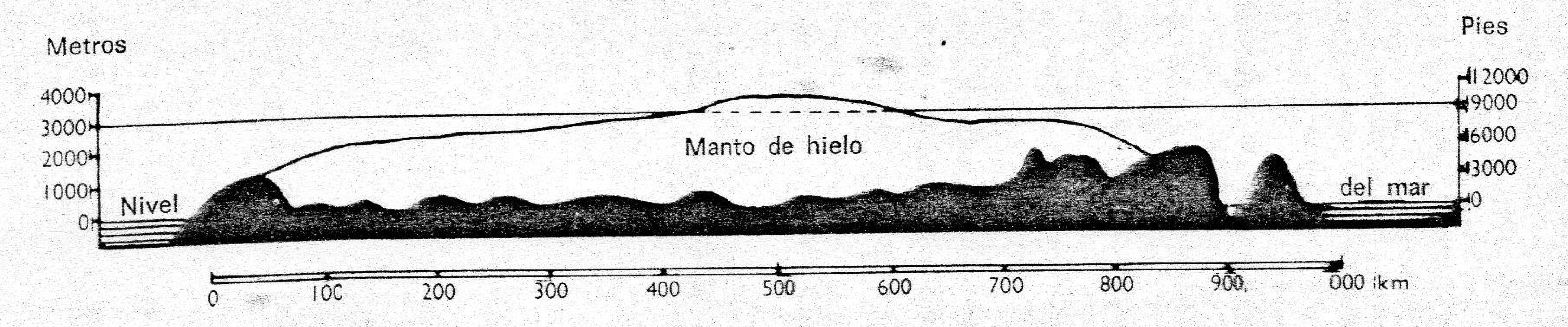


Figura 20.8. Perfil transversal de Groenlandia central desde la bahía Disco, al oeste, a la Tierra de Franz Josef, al este. En negro, el zócalo rocoso *(Según P. E. Victor, Expedición Lauge Koch de* 1949-54).

También se presentan muchos tipos de transición y secundarios, algunos de los cuales se reseñarán más adelante.

Groenlandia y la Antártida proporcionan los únicos ejemplos de *mantos continentales de hielo* que todavía existen. Cubren casi una décima parte de las tierras del globo y almacenan una inmensa cantidad de agua que, si no fuera por ellos, estaría en los océanos. La fusión de los mantos de hielo elevaría el nivel del mar unos 60 m.

El de Groenlandia, de aproximadamente 1 300 000 km² de extensión, está en su mayor parte encerrado por una muralla montañosa. Los métodos sísmicos han demostrado que, cerca del centro, el hielo tiene un espesor de más de 3000 metros. El inmenso peso ha deprimido isostáticamente el fondo rocoso, que ahora tiene una superficie en forma de plato o cuenco, y partes del

Figura 20.9. «Nunataks» (picos que sobresalen del hielo) formados por cuarcita precámbrica con mantos interestratificados y diques básicos (en negro), que suben 200-300 m por encima del manto de hielo, Tierra de Carlsbergfondet, Groenlandia oriental (situación aproximada 76° N, 26° 15′ O); mirando hacia el noroeste. Se ven bien los efectos que sufre el hielo a causa del movimiento relativo entre el hielo y el gran «nunatak» —como si la terminación roma del «nunatak» se sumergiera en el hielo hacia la izquierda (*John Haller, Expedición Lauge Koch de* 1949-54).

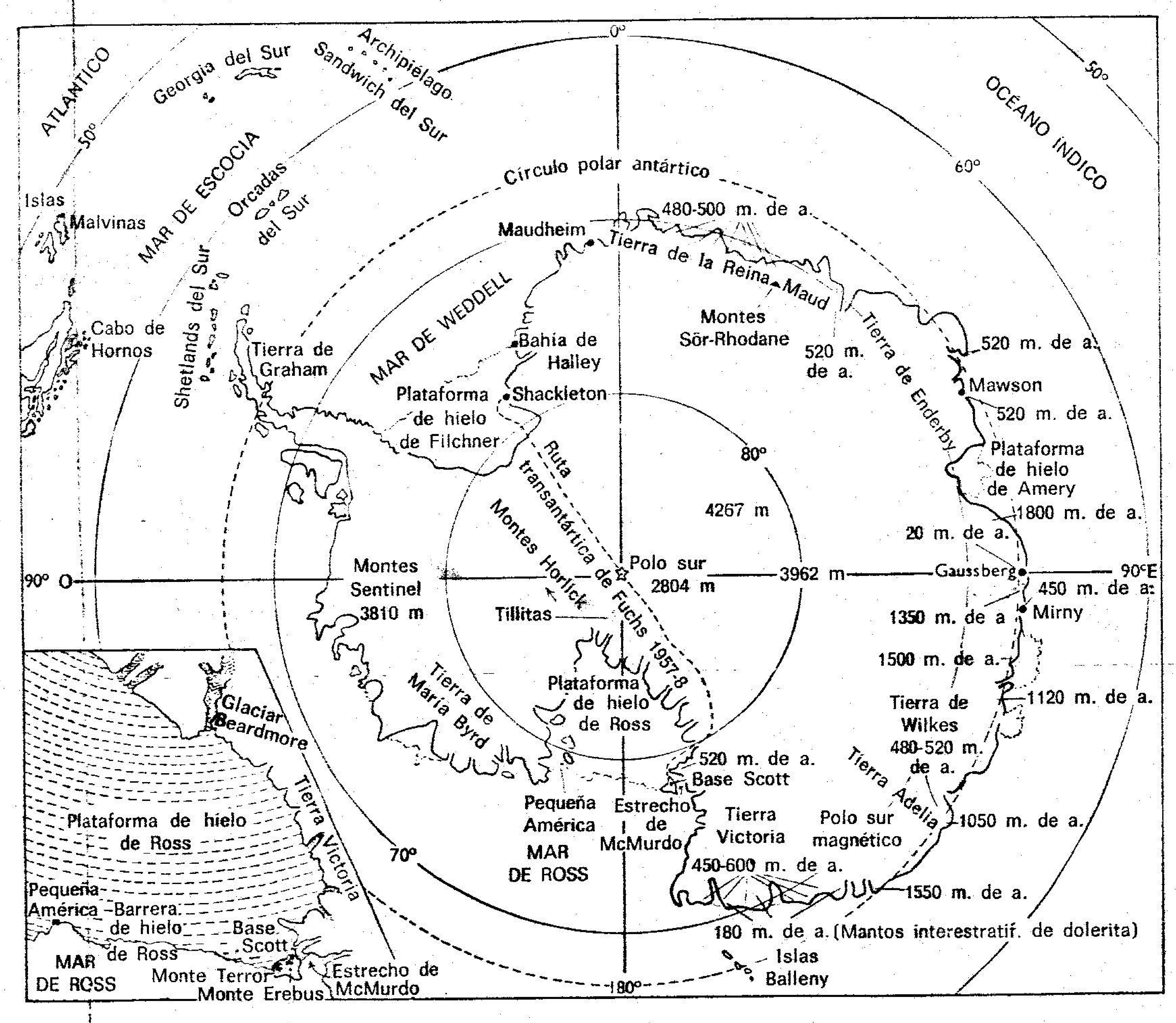


Figura 20.10. Mapa de la Antártida; edades radiométricas de las rocas costeras en millones de años; en punteado, tillitas permo-carboníferas en las proximidades del polo sur.

cual se encuentran ahora bajo el nivel del mar (fig. 20.8). Hacia los bordes, los picos más elevados y las cordilleras sobresalen del hielo formando *nunataks* (fig. 20.9). El propio hielo atraviesa los puertos de la zona montañosa y termina en el mar o en los valles que conducen al verde cordón costero. Expediciones recientes han permitido dar valores aproximados del actual índice de mengua:

	km³ de agua
Pérdida anual por fusión, evaporación, etc.	315
Pérdida anual por nacimiento de icebergs	215
Ablación total	530
Acumulación anual por nevadas, etc.	446
Pérdida neta anual	**84**

El volumen del manto groenlándico y de los glaciares desprendidos de él se calcula en $3,7 \times 10^6$ km³, correspondiente a $3,4 \times 10^6$ km³ de agua. Así, el hielo tardaría unos 40 000 años para desaparecer completamente si se mantuviera el actual índice, lo cual, desde luego, no es posible en vista de las asombrosas variaciones que se sabe que se han producido durante los últimos 40 000 años (véase el cap. 21).

El manto continental de la Antártida, más de siete veces más extenso que el de Groenlandia y cuyo volumen se ha calculado en $28,5 \times 10^6$ km³,

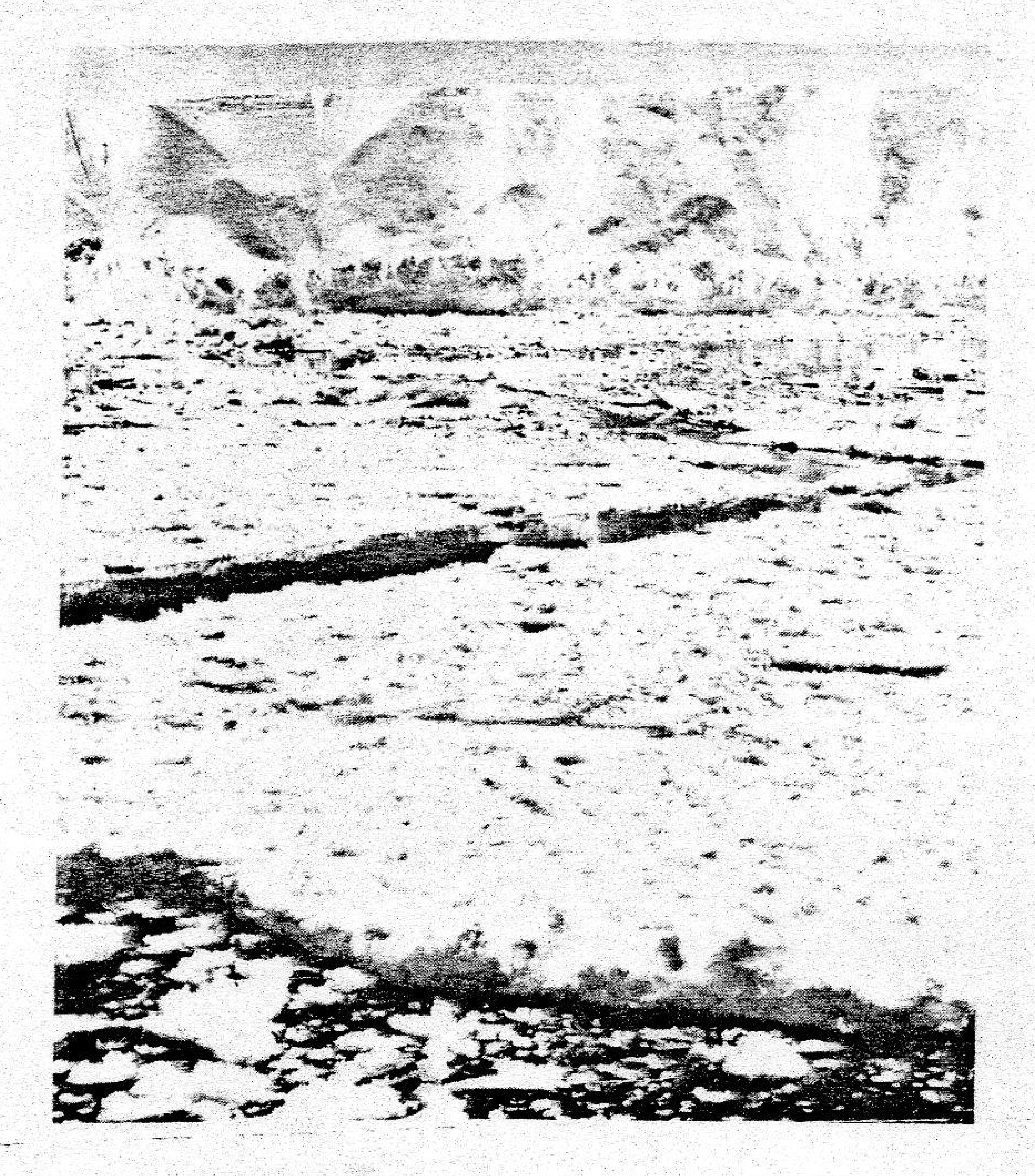
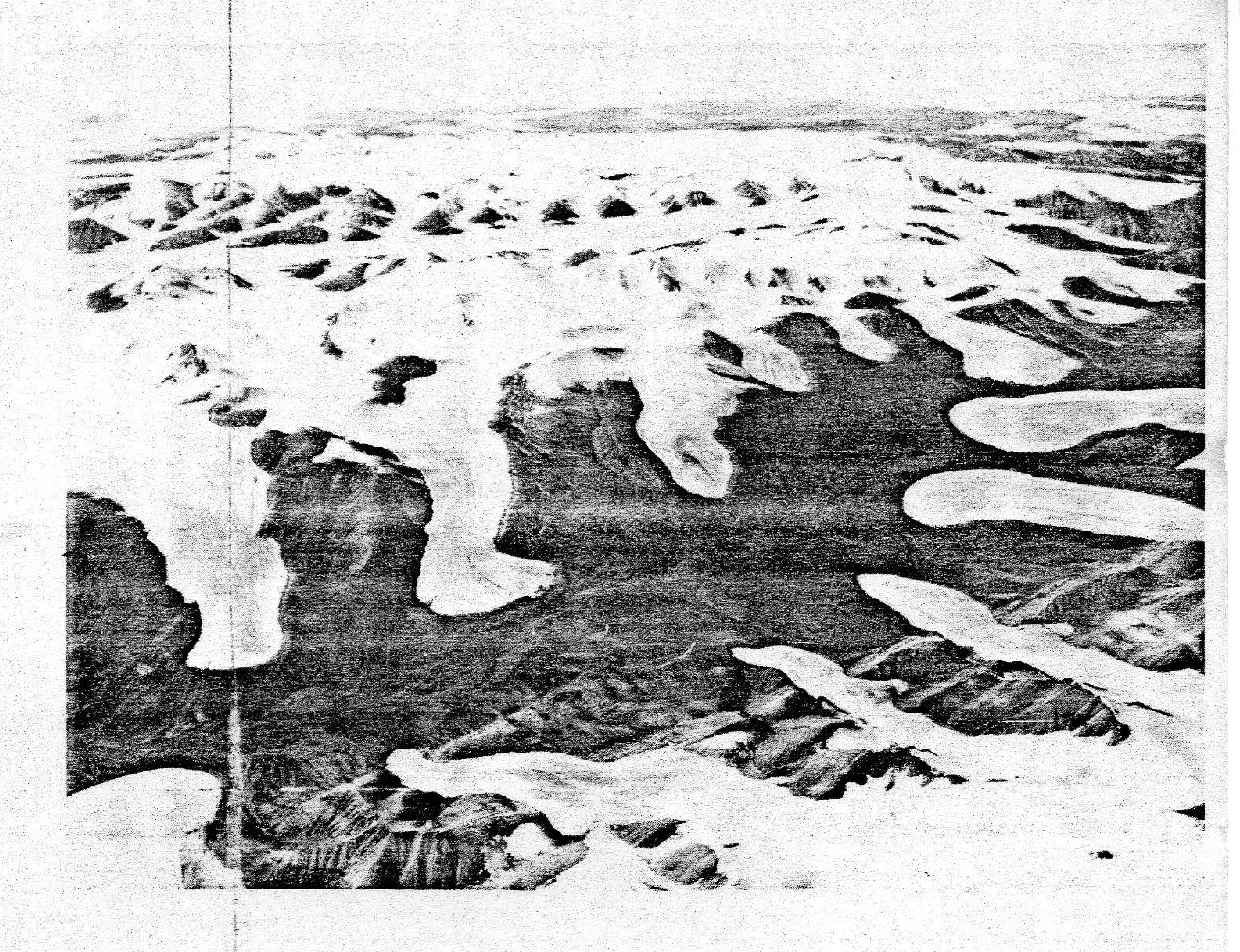


Figura 20.11. Iceberg tabular de la Barrera de Ross, frente a la isla Beaufort, a la entrada del mar de Ross, Antártida; lo que se ve por encima del nivel del mar tiene unos 37 m de altura *(Servicio Geológico de Nueva Zelanda).*

forma una gran meseta que se eleva a más de 4300 m de altura (fig. 20.10). Excepto en unas pocas localidades de la orla montañosa y de la franja costera, interrumpida por potentes glaciares, el manto de hielo desborda la costa y se extiende sobre el mar en forma de vastas plataformas de hielo más o menos flotantes. La más conocida es la plataforma de hielo de Ross, cuyo espesor sobrepasa los 390 m. La plataforma termina en abruptos acantilados de hielo flotante que se elevan 30 a 50 m sobre el mar de Ross y que se conocen como la Gran Barrera de Ross. La plataforma de hielo se va destruyendo por deshielo submarino y erosión marina, además de por los procesos normales de ablación, de los cuales el más importante es la separación de gigantescos icebergs (fig. 20.11). Desde que James Clark Ross descubrió la barrera en 1841, durante muchos años la mengua fue mayor que el crecimiento, y los altos acantilados de hielo retrocedieron varios kilómetros hacia el sur. Sin embargo, las fotografías demuestran que desde 1912, tanto aquí como en las demás localidades que se atraviesan en la ruta del polo sur que siguió Scott, ha habido pocos cambios.

La plataforma de hielo de Filchner del mar de Weddell es otro ejemplo, famoso por el peligroso comportamiento del hielo de sus márgenes. La Tierra María Byrd (que mira al Pacífico) está formada por un espesor variable de hielo que se arrastra sobre un fondo marino muy deprimido que parece estar limitado por picos montañosos e islas detectables sólo por métodos geofísicos. La exploración por reflexión sísmica realizada en un punto de la meseta de hielo situado a una altura de 1510 m ha revelado que el espesor del hielo es de unos 3000 m. Si la región se liberara del hielo, la respuesta isostática probablemente restablecería las originarias cordilleras costeras de la Tierra de María Byrd y haría aparecer una serie de islas separadas por profundos canales.

Así, los glaciares son registros muy sensibles de los cambios climáticos. En la mayor parte del tiempo comprendido en los últimos cien años, la ablación ha sido mayor que la acumulación, y la mayoría de los glaciares —con algunas excepciones locales— se han encogido y acortado visiblemente (fig. 20.4). El espesor promedio del hielo ártico ha disminuido unos 150 cm desde que lo midió Nansen en su expedición *Fram* de 1893-1896. El glaciar antártico Astralobe, en la Tierra de Adelia, ha retrocedido más de 4 km desde que se descubrió en 1840. En los trópicos, los glaciares del Ruwenzori, Kilimanjaro (fig. 20.1) y Montaña de Kenia (fig. 21.3) han disminuido mucho desde que a principios de siglo se sometieron a observación. En correspondencia a la fusión del hielo a escala mundial, ha habido una reposición de agua a los océanos, en especial de la Antártida y de Groenlandia, y desde 1880 el nivel promedio del mar ha subido 7,7 cm. Como se menciona en la página 330, estos y otros cambios relacionados pueden ser debidos al aumento de temperatura, que ya se ha producido a consecuencia del vertido diario a la atmósfera de millones de toneladas de anhídrido carbónico. No obstante, también están produciéndose influencias contrarias, ya que en los últimos años ha quedado bien claro que muchos glaciares han invertido su hábito anterior, volviendo a avanzar sobre el hielo cargado de derrubios de sus antiguos frentes estacionarios.



Los pequeños mantos denominados *glaciares de meseta* o *casquetes de hielo* cubren vastas áreas de Islandia, Spitzbergen y de las islas árticas del norte de Canadá (fig. 20.12), de las cuales emergen a través de depresiones marginales a modo de lóbulos obtusos o anchos glaciares de valle. Las agujas de las montañas subyacentes sobresalen de ciertos casquetes menos continuos sobre el hielo de las altiplanicies. Allí donde la alimentación es bastante menor, estos casquetes interrumpidos forman una red de sistemas glaciares conectados, en que el hielo de cada sistema de valles desborda por los collados y va a los valles vecinos, suavizando las divisorias más bajas. Tales tipos de transición conducen a los conocidos glaciares de valle.

El glaciar principal y los glaciares afluentes que lo alimentan ocupan las partes altas o la totalidad del sistema de valles de una única cuenca de drenaje (véase las figs. 3.5 y 20.20). Los glaciares de este tipo pero más pequeños suelen estar confinados a valles aislados. Éstos se originan en profundas depresiones características en forma de butaca, llamadas *circos*, situadas en la cabecera de

Figura 20.12. Isla Axel Heiberg, Ártico canadiense, mirando al este. Los glaciares colgados de la izquierda drenan el campo de nieve de Schei. Los picos y alineaciones sobresalientes están a más de 2000 metros sobre el nivel del mar. Las lenguas de hielo de la derecha drenan el campo de hielo similar de Krueger *(Real Fuerza Aérea Canadiense).*

los valles (fig. 20.5) y lo mismo ocurre con los que alimentan glaciares mayores, como demuestran claramente muchas de las ilustraciones. Los pequeños glaciares aislados que ocupan circos o valles suspendidos encaramados a gran altura en las laderas de un valle más profundo se llaman *glaciares de circo* (fig. 20.13) o *glaciares colgados* (figs. 20.12 y 20.13).

En los sitios en que un glaciar pasa de un cauce estrecho a una tierra baja más abierta, se dice que tiene su *pie ensanchado,* y donde varios glaciares vecinos emergen de este modo resulta un *glaciar de piedemonte.* El ejemplo más sobresaliente de este último tipo es el gran glaciar de Malaspina, en el llano costero del SE de Alaska (figura 20.14). Alimentado por la confluencia de gla-

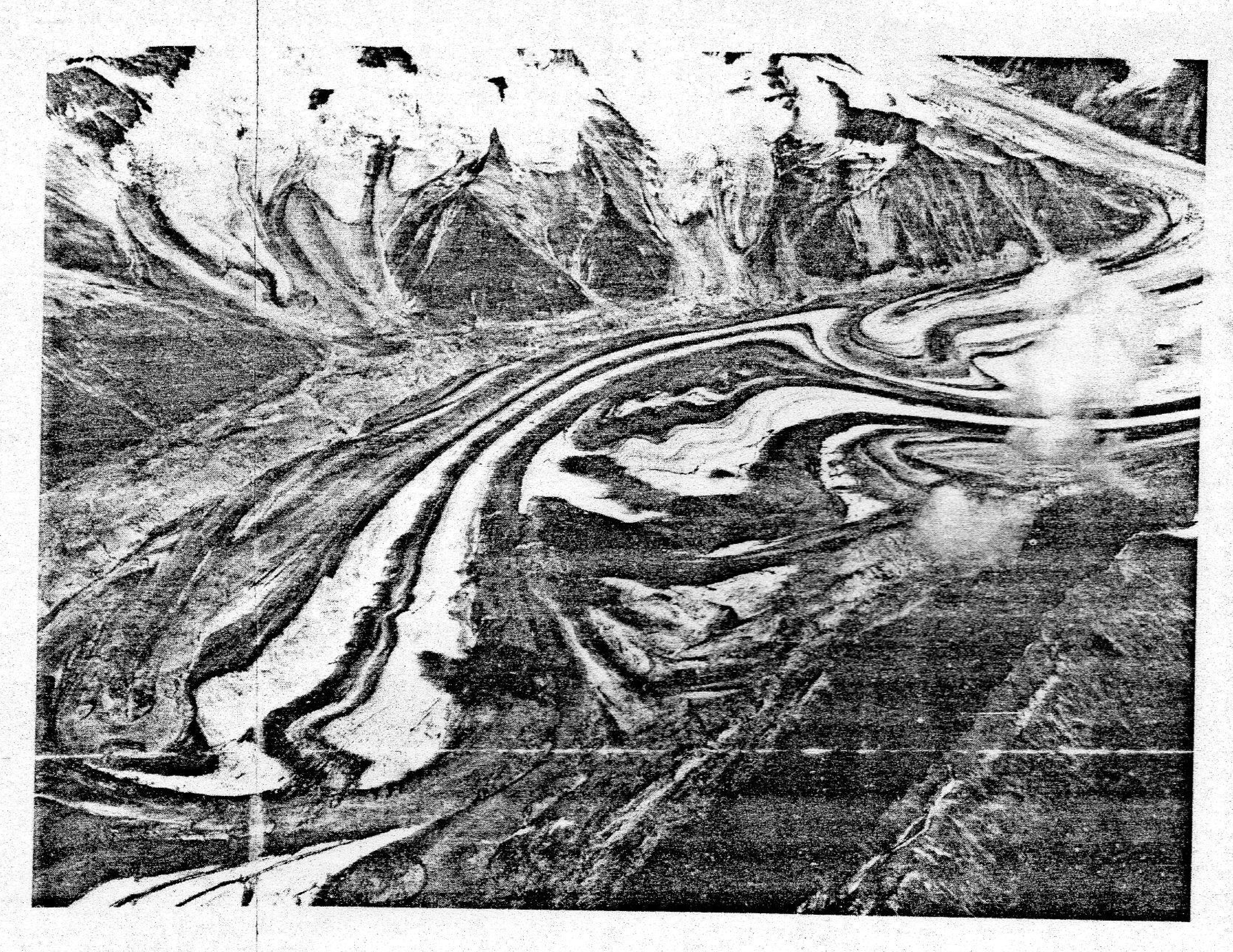


Figura 20.13. Morrenas contorsionadas por el flujo del glaciar Susitna, Alaska, mirando al noroeste hacia el Monte de San Elías (5489 m); se ven bien los espolones *(Bradford Washburn).*

ciares que descienden de la cordillera de San Elías a lo largo de la frontera canadiense, tiene una superficie de unos 2200 km^2 y localmente llega hasta el mar. Como resultado de la fusión superficial, gran parte del hielo marginal está cubierto con derrubios morrénicos y suelo que soporta frondosos bosques de pinos (véase la figura 20.15). Reflexiones sísmicas del fondo del Malaspina muestran que, a medio camino entre las montañas y el mar, el hielo alcanza un espesor de más de 600 m. El fondo de esta región se encuentra entre 180 y por lo menos 250 m bajo el nivel del mar. Como el glaciar termina algo por encima del nivel del mar, se deduce que el fondo es como el de un plato, con bordes que suben no sólo hacia las montañas situadas al norte, sino también hacia el margen de hielo del sur.

Movimiento de los glaciares

Si no fuese porque el hielo en masa se comporta como un reido y fluye bajo su propio peso, el mundo actual presentaría un aspecto muy diferente. Virtualmente toda el agua de los océanos estaría acumulada en gigantescos campos de hielo circumpolares de enorme espesor. Las tierras de las zonas tropicales serían desiertos de roca y arena y el fondo de los océanos, vastas llanuras de sal. La vida solamente sobreviviría alrededor de las márgenes de los campos de hielo y en raros oasis alimentados por agua juvenil.

Los glaciares que se mueven más rápidamente son los de Groenlandia, alguno de los cuales llega a avanzar 18 m diarios en verano. Sin embargo, lo general es que la velocidad característica sea de poco más de 1 m diario. El glaciar de Beardmore, en la Antártida, el mayor del mundo, no llega a 1 m diario.

Observando los cambios de posición de hileras de estacas hincadas en el hielo, se descubre que el centro de un glaciar se mueve más rápidamen-

Figura 20.14. Fotografía que ilustra el flujo de hielo y su carga morrénica de derrubios; parte oriental del glaciar Malaspina, Alaska, mirando al noroeste hacia el Monte de San Elías (5489 m); el pico alto de la derecha es el Monte Augusta (4289 m). Los pliegues en acordeón se deben principalmente a diferencias de la velocidad de flujo del hielo cargado de derrubios que alimenta una cuenca somera y que procede del glaciar Seward y de otros glaciares de montaña *(Bradford Washburn)*.

te que los lados. La velocidad de avance aumenta con la pendiente, con el espesor y la temperatura del hielo y con el estrechamiento del cauce por la aproximación de las laderas. El movimiento es retardado por la presencia en el hielo de una copiosa carga de derrubios y por el rozamiento contra el cauce rocoso. Todo lo dicho sugiere que la corriente de los glaciares depende principalmente de las diferencias de esfuerzo y de la temperatura.

Es bien sabido que el aumento de presión hace descender el punto de fusión del hielo, y de este modo estimula su transformación en agua. Sin embargo, es más importante el hecho de que las

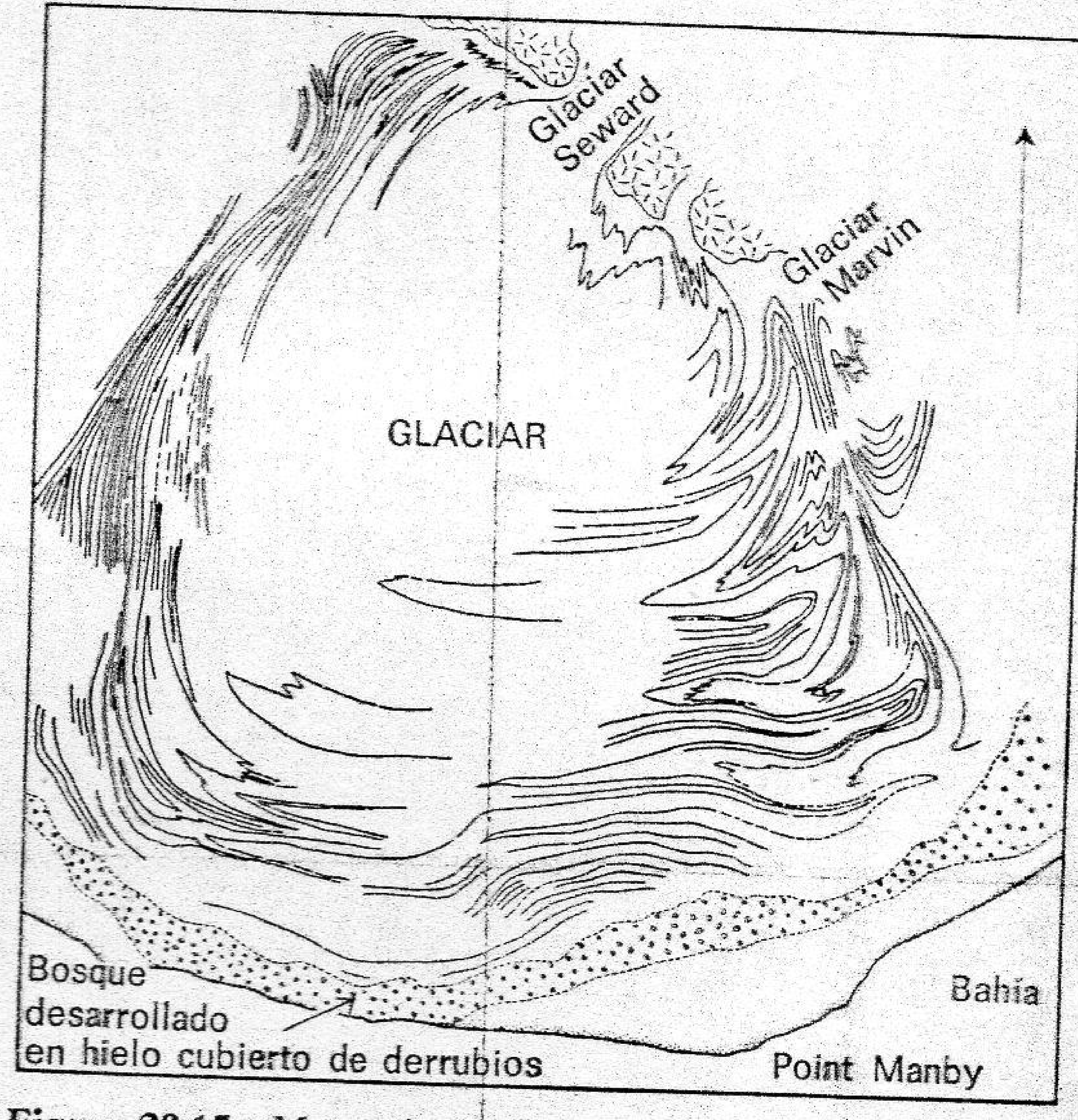


Figura 20.15. Mapa de los pliegues del glaciar Malaspina formados en el hielo y los derrubios: dibujado por R. P. Sharp (referencia en la pág. 492) a partir de un mosaico de fotos aéreas tomadas en 1948 por la Marina de los Estados Unidos de América.

diferencias de esfuerzo son mucho más efectivas para liberar moléculas de agua de los granos rígidos de hielo. El mecanismo del patinaje proporciona la solución al problema de por qué corre el glaciar. Un patinador, en realidad, se desliza por un estrecho surco de agua formado momentáneamente bajo el intenso esfuerzo aplicado al hielo por las delgadas cuchillas de sus patines. Tan pronto como ha pasado, el agua inmediatamente se congela de nuevo.

En un glaciar o manto de hielo, los esfuerzos de cizalla debidos al peso aumentan con la profundidad, y tienden a hacer salir el hielo por la dirección de menor resistencia. El descenso del punto de fusión en la base, donde son máximos la presión y el esfuerzo, y el aumento de temperatura que acompaña a la fricción y a la erosión, pueden compensar en parte el efecto de frenado de la resistencia friccional. Mediante una serie de pruebas efectuadas en profundos pozos se ha demostrado que parte del movimiento de los glaciares de circo y de valle se produce por deslizamiento, en especial allí donde el fondo es regular y liso. Pero la mayor parte del movimiento se consigue por distorsión del hielo, producida por un complejo grupo de procesos similares a los responsables de la recristalización y fluencia de las rocas ordinarias.

La película intergranular de agua salada no congelada, ya mencionada en la página 449, facilita pequeños movimientos relativos de los granos de hielo, unos respecto a otros. Allí donde los cristales interconectados están sujetos a esfuerzos que varían de un punto a otro, temporalmente se liberan moléculas de agua móviles precisamente en los puntos en los que la deformación es mayor. El exceso de agua producido temporalmente se difunde por la película intergranular hacia puntos en los que el esfuerzo es menor y allí, sobre los granos adyacentes, cristaliza una cantidad de agua equivalente. De este modo —dicho esquemáticamente, ganando en su frente lo que pierde detrás—, un gránulo de hielo de tamaño promedio puede avanzar una distancia de una diezmilésima de su propio diámetro en el transcurso de un día. La migración es acumulativa, desde puntos de alta presión y esfuerzo a puntos en los que éstos son menores. En el caso de los glaciares de valle esto normalmente supone que la dirección de flujo se aproxima a la de la pendiente cuesta abajo del valle. Pero el flujo no necesariamente se para si el fondo pasa a ser cuesta arriba. Ya se ha visto que el glaciar Malaspina consigue llegar al mar a pesar de que el fondo sube. Para que esto sea posible una condición necesaria es la de que la superficie alta del hielo tenga una pendiente cuesta abajo como la tierra la gran masa aparentemente estancada del Malaspina.

No hay dudas respecto a la capacidad del hielo para subir, siempre que sea lo suficientemente grueso para que en su superficie el movimiento sea cuesta abajo. De ello hay pruebas asombrosas tanto en Escandinavia como en Norteamérica. Los hielos pleistocénicos transportaron bloques de rocas identificados como de las tierras bajas suecas a través de montañas de 1800 m de altura y los depositaron en la llanura costera noruega. En este caso la pendiente superficial era adecuada, ya que sobre el golfo de Botnia el espesor del gran manto de hielo era de por lo menos 3000 m y quizás, en ocasiones, de casi 4000 m. Un espesor de hielo similar fue responsable del transporte de cantos y bloques de rocas precámbricos desde las proximidades de la bahía de Hudson a alturas de unos 1400 m en las faldas de las Montañas Rocosas canadienses del sudoeste de Alberta.

Movimientos en la misma dirección general —de los puntos de esfuerzo máximo a los de esfuerzo mínimo— se originan también por un deslizamiento mecánico a lo largo de los planos de fractura o dislocación de los granos individuales del hielo de un glaciar. Estudios efectuados al microscopio electrónico muestran que en los cristales de hielo sometidos a esfuerzos, las dislocaciones (imperfecciones de la estructura reticular) suelen migrar hacia los bordes en forma muy parecida a la de eliminar las arrugas de una alfombra. Así, cada parte de un grano de hielo va disponiendo de un plano interno en el que puede producirse deslizamiento —este proceso se va repitiendo mientras haya esfuerzo suficiente para generar dislocaciones— y de una película integranular que permita acomodar el cambio de posición implicado en cada minúsculo deslizamiento. Por medio de todos estos mecanismos, cada grano cambia su forma y posición bajo la influencia de las diferencias de esfuerzo, creciendo en uno de los lados y menguando en el otro, de modo que el conjunto se comporta como un reido y fluye continuamente hacia adelante.

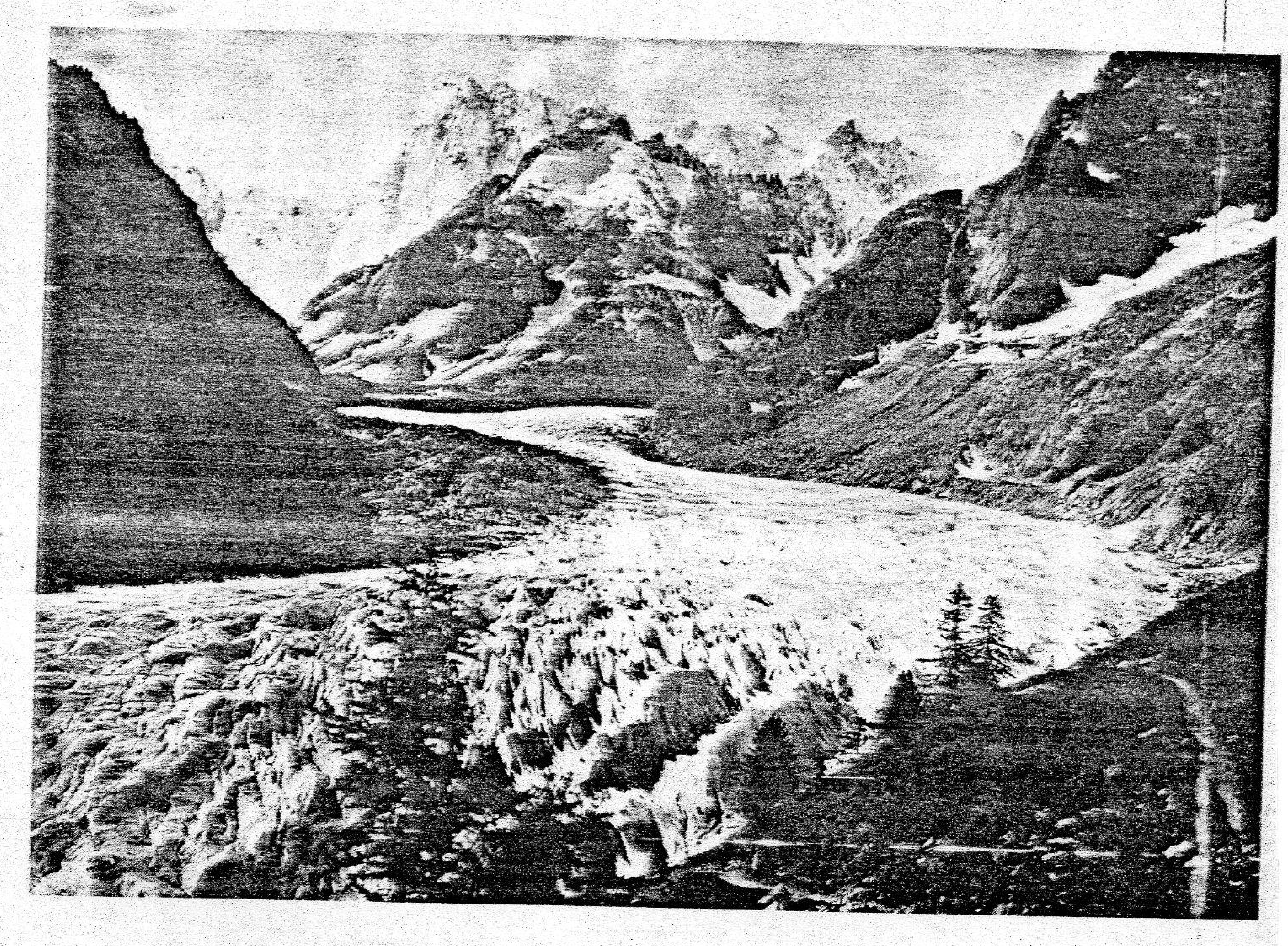


Figura 20.16. El «Mer de Glace», cerca de Montanvert, Francia *(G. P. Abraham Ltd., Keswick)*.

El paralelismo con la fluencia de las rocas y las formas más simples de metamorfismo de las rocas es total. Los principales factores implicados son diferencias de esfuerzo, temperaturas relativamente altas y fluidos capaces de emigrar. En el interior del glaciar las diferencias de esfuerzo las produce el peso del hielo suprayacente y la presión del hielo situado valle arriba; la temperatura ya es «alta» en el sentido de que la del hielo siempre es próxima a la del punto de fusión; y el fluido capaz de emigrar es la película intergranular con su contenido de agua salada, en variación constante.

Grietas de los glaciares

En general, un glaciar tiene una corteza externa, a veces de hasta 60 m de espesor pero en general mucho más delgada, que se rompe fácilmente, por lo que se comporta como un sólido elástico más que como un reido. Esta corteza frágil y más o menos pasiva es arrastrada por el flujo de las partes más profundas; y las deformaciones inducidas que sufre a causa de ello son demasiado rápidas para que en ella se desarrollen con eficacia los procesos de flujo que acabamos de describir. Si el hielo sufre una deformación superior a la que puede soportar y libera los esfuerzos extendiéndose, como suele ocurrir, se rompe por medio de profundas *grietas*. Sin embargo, no debe olvidarse que el flujo diferencial puede también ser responsable de la formación de pliegues superficiales, además de grietas (fig. 9.3). Cuando un glaciar queda sometido a compresión lateral al pasar por un estrechamiento del valle se producen arrugas y *pliegues de presión* del hielo análogos.

La expansión del hielo, evidencia de la cual son las grietas, se produce allí donde un glaciar pasa por una curva (fig. 20.16), o sobre un declive de su fondo o se ensancha en un valle ancho o una llanura. Las *grietas marginales*, resultantes del arrastre diferencial contra las paredes del valle, ya se han descrito en la página 142. En un glaciar que tenga una convexidad muy marcada en su fondo se desarrollan muy fácilmente *grietas transversales* (fig. 20.18 *[a]*). El caso límite es la *icefall* o *cascada de hielo* (fig. 20.17). Aquí el

Figura 20.17. Parte inferior de la cascada de hielo («icefall») del glaciar Khumba, que se divide en un amasijo de grietas y pináculos dentados («seracs») a su salida del circo rodeado de los grandes picos del Everest, el Lhotse y el Nuptse (Figura 2.5) *(Real Sociedad Geológica y Club Alpino de Gran Bretaña).*

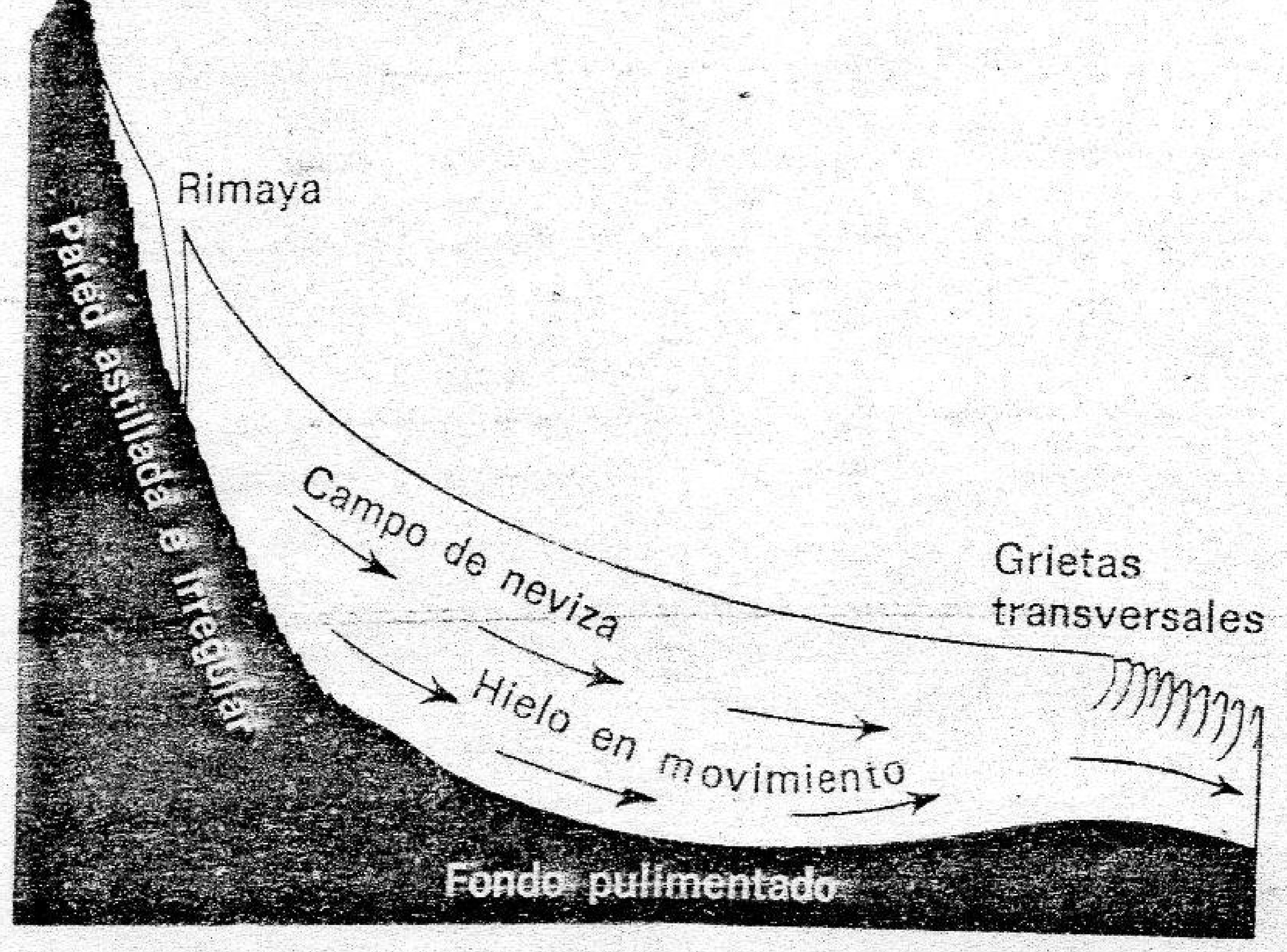


Figura 20.18. (a) Corte esquemático transversal de un circo ocupado por la cabecera de un glaciar, en el que se indica la rimaya cerca de la parte superior y las grietas transversales sobre el umbral.

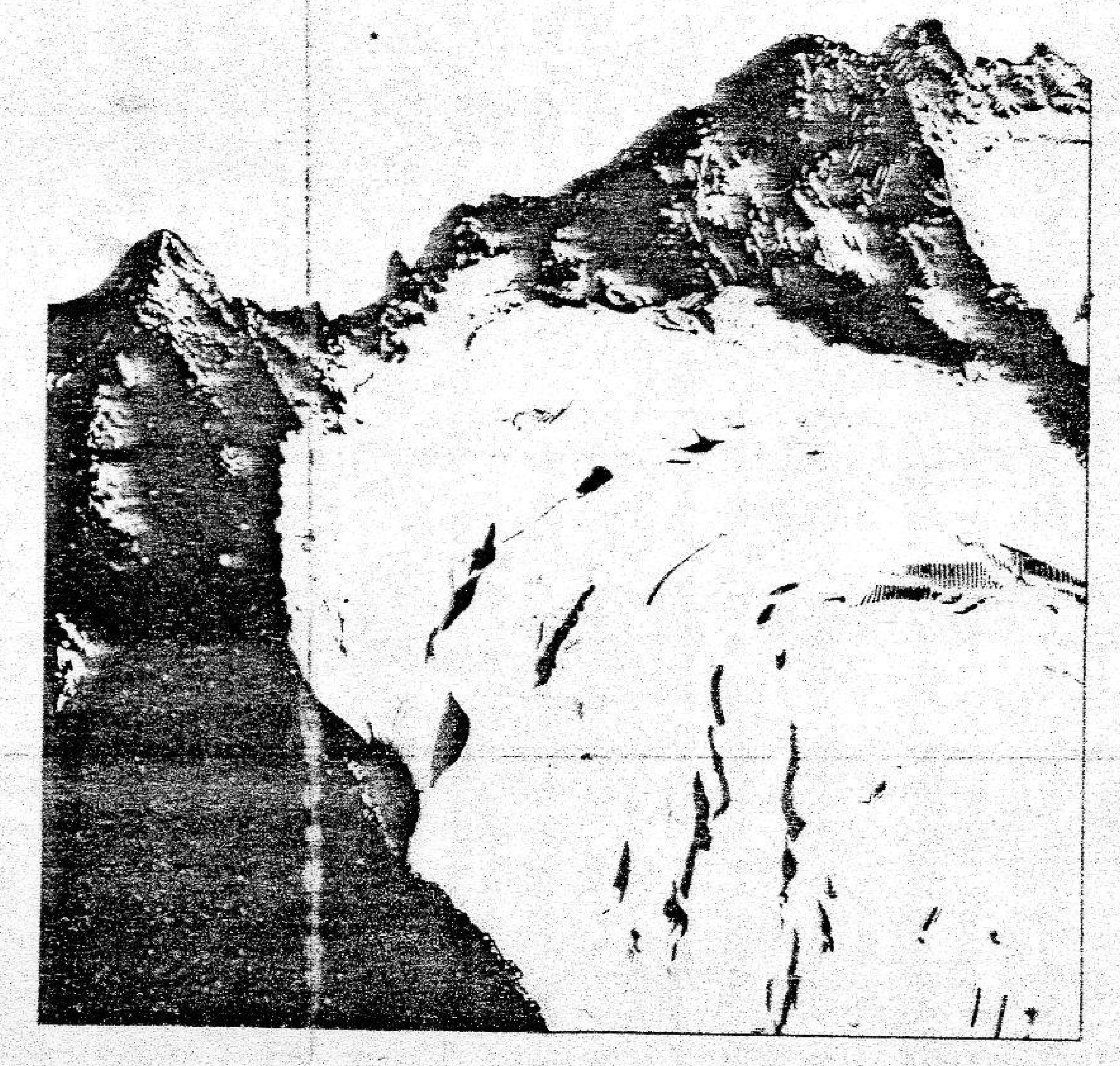


Figura 20.18. (b) Rimayas en un circo lleno de hielo en la cabecera de un glaciar *(Dibujado a partir de una fotografía aérea del Gelmerhorner, Suiza).*

glaciar en todo su espesor se convierte en un caos de bloques que no obstante pronto se reagrupan y vuelven a fluir como antes. Las *grietas longitudinales*, aproximadamente paralelas a la dirección de flujo, se forman allí donde el hielo se extiende lateralmente.

Como las grietas son consecuencia del flujo, no son rasgos permanentes; unas se cierran y otras se abren. Esto aumenta sus peligros; pero cuando esta traidora superficie es más peligrosa es después de una tormenta de nieve, cuando las grietas quedan ocultas bajo puentes de nieve. Debido a la intersección de dos series de grietas pueden presentarse superficies difíciles o imposibles de atravesar, en especial si las grietas de cada serie son muy próximas entre sí (fig. 20.3). La parte superior del glaciar se rompe en una masa quebrada de pináculos dentados conocidos con el nombre de *seracs*.

Un tipo especial de grieta que puede ser muy ancha y profunda es la *rimaya*. Se abre en verano cerca de la parte superior del campo de neviza de un circo, donde la cabecera de un glaciar queda separada de las paredes verticales o del hielo adherido a ellas (fig. 20.18 *[a]*). Con frecuencia, en vez de una grieta ancha y más o menos continua se forman varias de estas grietas (figs. 20.18 *[b]* y 20.19).

En tiempo soleado la superficie del glaciar puede diversificarse con charcas y arroyos que se reúnen en cursos de agua y que en general caen por las grietas. Por una combinación de fusión y formación de cuevas por el mismo mecanismo que produce las marmitas de gigante (con la ayuda de arena y cantos), en el hielo fisurado se modelan profundas calderas, llamadas *muelas glaciales* o *molinos*, y el agua puede escaparse hacia el frente del glaciar y por un túnel (figs. 20.6 y 20.22).

Figura 20.19. Rimayas en los glaciares de circo del Breithorn (3782 m) en el Bernese Oberland, al sur de Interlaken. El pico central es el Bietschhorn (3934 m). Detrás se ven los Alpes Peninos en el horizonte, con el Weisshorn y el Dent Blanche que se elevan muy por encima del nivel de cumbres general *(Foto Swissair A. G., Zurich)*.

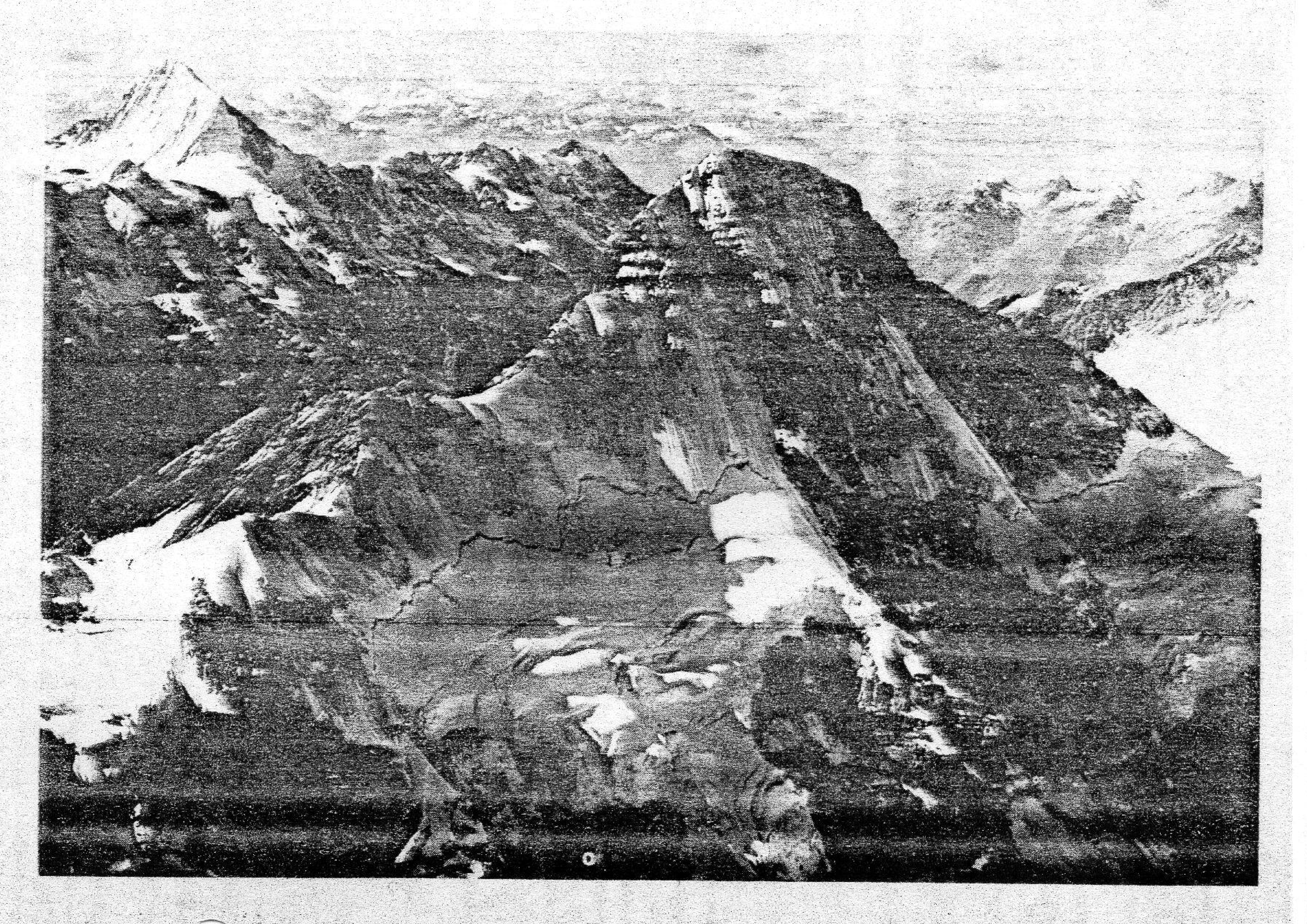




Figura 20.20. Glaciar Barnard, Alaska, en el que se ven morrenas laterales y su unión en múltiples series de morrenas centrales. El pico más alto del perfil es el Monte Natazhat (4109 m), en la frontera Alaska-Yukon, a 40 km de distancia *(Bradford Washburn).*

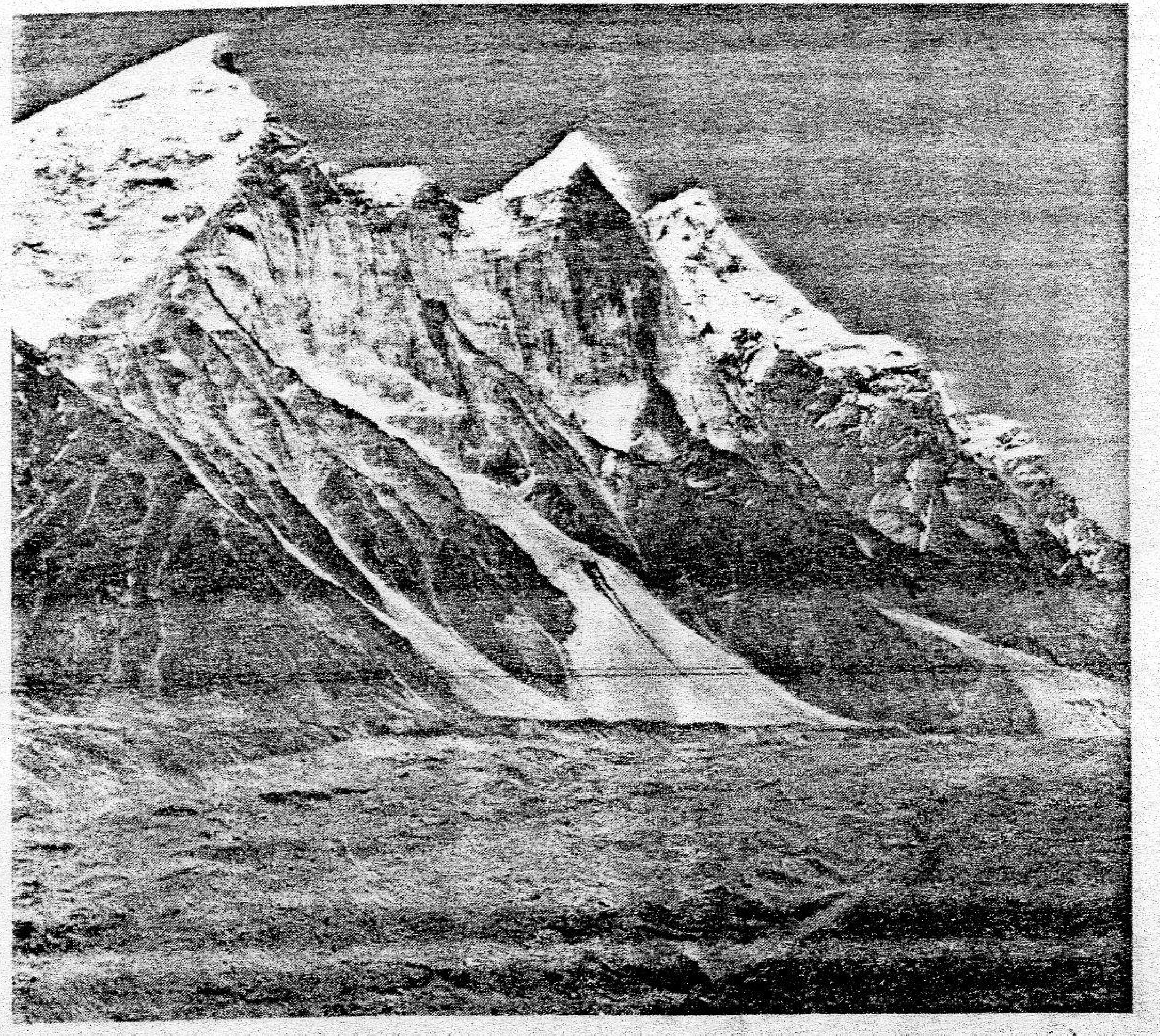


Figura 20.21. Glaciar Gangotri en el Himalaya central, mirando al ESE desde un punto situado a unos 24 km de su frente, con su túnel de hielo (véase abajo) del que sale el río Bhagirathi, una de las dos fuentes sagradas del Ganges. La otra, el río Alakananda, sale de un glaciar similar situado al otro lado de los picos nevados que se ven. El hielo está tapizado por una gruesa cubierta de derrubios morrénicos, los cuales, a su vez, están jalonados por morrenas laterales bien visibles *(Prem S. Ray).*

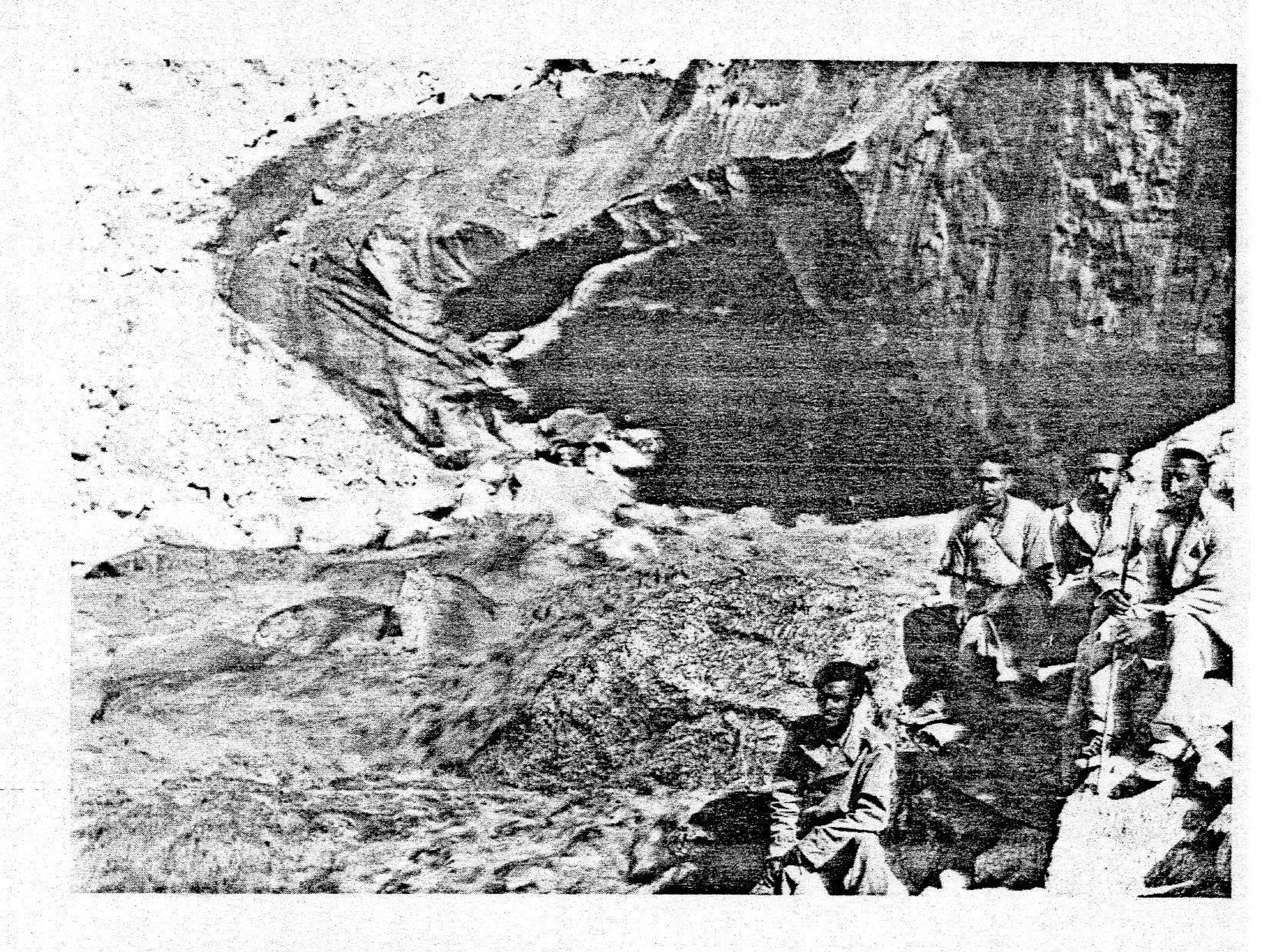


Figura 20.22. Una de las dos cuevas del hielo en el frente del glaciar Gangotri, Himalaya Central (4206 m), de la cual sale el río Baghirathi. El hielo que se encuentra cerca de o entre ambos túneles está bandeado verticalmente a consecuencia de la estructura de flujo impuesta al glaciar allí donde el hielo se reúne después de haberse bifurcado a causa de una barrera rocosa que se encuentra justo aguas arriba del túnel *(Prem S. Ray)*.

Morrenas

Los fragmentos de rocas procedentes de las laderas abruptas situadas por encima de un glaciar, liberados principalmente por la fragmentación que producen las heladas, se desploman sobre el hielo y son arrastrados. Así, las orillas del glaciar llegan a estar jalonadas por largas filas de derrubios que se denominan *morrenas laterales* o *marginales*. Cuando se unen dos lenguas glaciales que proceden de valles adyacentes, las morrenas laterales contiguas de cada una de ellos se juntan y forman una *morrena central* en la superficie del glaciar resultante (fig. 20.20). Así, un glaciar principal alimentado por varios afluentes puede aparecer recorrido por una serie de morrenas centrales compuestas de materiales procedentes de diferentes partes de la cuenca de alimentación, proporcionando de este modo muestras de rocas que, a no ser por esto, serían inasequibles. La figura 20.21 corresponde a un famoso glaciar completamente cubierto de derrubios morrénicos.

Tarde o temprano, parte de tales restos caen en las grietas. El material de este modo engullido por el hielo constituye las *morrenas internas.* Una cierta proporción de ellas alcanza el fondo del glaciar, y allí, juntamente con el material arrancado o limado de él, constituye las *morrenas de fondo* o *subglaciales.*

Si la parte más baja del hielo llega a cargarse tanto de derrubios que ya no los pueda transportar, el exceso se deposita formando una *morrena profunda,* por encima de la cual se desliza entonces el hielo más activo que tiene encima. Todos los variados derrubios, desde los bloques angulosos y cantos rodados hasta los más finos reducidos a polvo que proceden de la roca del fondo del cauce, al llegar al final del glaciar son abandonados por éste y quedan desordenadamente amontonados cuando se funde el hielo. Si el frente del

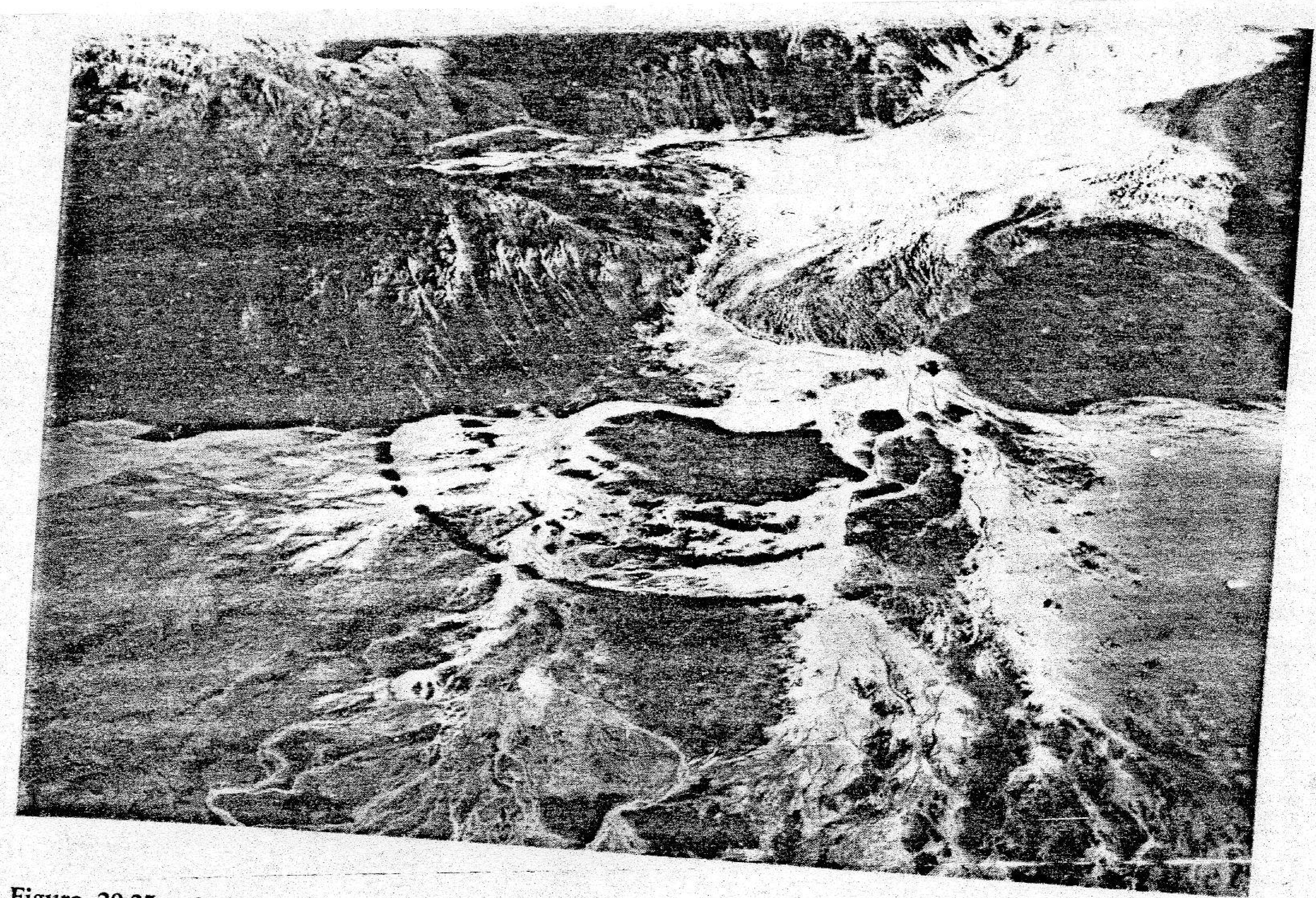


Figura 20.23. Sucesión de morrenas de retroceso arqueado dejadas por el glaciar Iliamna Norte, Alaska, en el transcurso de la retirada reciente de su frente. Corrientes anastomosadas de agua de fusión surcan las morrenas y depositan materiales transportados fluvioglaciales sobre una llanura de lavado característica (cf. fig. 3.5) *(Bradford Washburn)*.

glaciar permanece estacionario durante varios años, se levanta una colina arqueada a modo de herradura que se llama *morrena frontal* o *terminal* (figs. 20.23 y 21.10). Pero si el frente se retira verano tras verano, no llega a formarse esta acumulación. Los derrubios abandonados a partir del frente en retroceso forman entonces una cobertera irregular que se sedimenta sobre la morrena de fondo ya depositada.

Las lajas aisladas de rocas o los montones de derrubios de la superficie pueden ser suficientemente calentados por el sol como para derretir el hielo que tienen debajo. Sin embargo, los bloques mayores sirven de protección contra los rayos solares, y al fundirse el hielo a su alrededor quedan aislados formando una *mesa de glaciar* posada sobre una columna de hielo. Hasta las alineaciones de la morrena frontal pueden permanecer algún tiempo sobre gruesas paredes de hielo.

En las páginas 143-44 ya se ha hablado de ejemplos de pliegues, destacados por morrenas, debidos al flujo reídico del hielo. Las estructuras de flujo de este tipo más espectaculares se ven en la superficie del glaciar Malaspina cuando la ablación ha eliminado la cubierta de nieve. A medida que este gran «pie ensanchado» se va extendiendo desde los valles de las montañas hacia el mar, se va deformando como si fuera una especie de modelo natural de plegamiento alpino. Los pliegues parecen anticlinales y sinclinales con inmersión, truncados por la erosión, pero como se indica en la figura 20.15, son más bien pliegues tumbados muy apretados y pliegues invertidos que eventualmente se convierten en cabalgamientos. R. P. Sharp (véase la pág. 456) ha seguido algunas de las morrenas hasta encontrar su inicio a través de quince parejas de anticlinales y sinclinales. Es muy significativo que estas estructuras se hayan desarrollado a consecuencia de fluir, desparramarse y ensancharse. Una prueba convincente de ensanchamiento o extensión la da la existen-

Figura 20.24. Frente del glaciar Woodworth, valle del Tasnuna, Alaska, que gracias a su retroceso ha dejado ver una superficie rocosa densamente estriada atravesada por un *esker* bien patente (véase la fig. 20.53). *(Bradford Washburn).*

cia de gran número de grietas perpendiculares a los planos axiales de los pliegues y a la dirección de foliación del hielo, que ha estado recristalizando continuamente mientras fluía.

Erosión glacial

Como hemos visto, un glaciar de valle adquiere pronto una carga de material morrénico. Además, el hielo activo que avanza rápidamente traslada y engulle los derrubios sueltos del fondo y las laderas. El hielo agarra con fuerza bloques de las protuberancias de la roca viva diaclasada y las va retirando de la ladera más inestable que encuentra pendiente abajo por un proceso de extracción o *arranque (plucking)*. El hielo se abre paso en diaclasas, planos de estratificación y otras fracturas y engloba cada bloque con cohesión y fuer-



Figura 20.25. Superficie de una formación de pizarras estriada por el paso del hielo, Kilchiarin, Islay, Escocia *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*

za de arrastre suficiente como para arrancarlo de la roca madre. La superficie accidentada que queda es fácilmente susceptible de sufrir un ataque ulterior, y el proceso se prosigue hasta que desaparece la obstrucción o el glaciar deja de existir.

Así pues, hasta el hielo puro, que por sí mismo sería una herramienta poco eficaz para erosionar las rocas compactas, más pronto o más tarde se transforma en una lima gigantesca y flexible, con fragmentos de roca englobados que actúan a guisa de dientes. Se llama *abrasión* al raspado y rayado efectuado en superficies rocosas por los derrubios congelados en la lengua de un glaciar o en un manto de hielo. Los fragmentos mayores cortan y estrían el fondo y las orillas del cauce (figs. 20.24 y 20.25), y ellos mismos, a su vez, pueden ser aplanados y estriados. Los materiales más finos actúan a modo de papel de lija, alisando y pulimentando las superficies rocosas y produciendo en este proceso más rocas pulverizadas o *harina de roca*.

La tasa de erosión glacial es extremadamente variable. En teoría, la máxima tasa de abrasión para un tipo dado de roca, es aproximadamente proporcional al cubo de la velocidad del hielo en su cauce. Así, por ejemplo, un potente glaciar de Groenlandia septentrional puede ser 30 000 veces más efectivo que los perezosos glaciares de los Alpes. Un manto continental de hielo se mueve tan lentamente, que no se puede esperar que haga nada más que elevarse el suelo y alisar las irregularidades menores del paisaje enterrado. En este caso, los rasgos más sobresalientes del relieve preglacial, en su conjunto, están protegidos contra la denudación, aunque la superficie pueda ser modificada en detalle adquiriendo la forma característica de lomas y oquedades que reflejan la variable resistencia ofrecida por las rocas a la abrasión. Pero cuando el hielo en movimiento o glacial de un valle de un distrito montañoso se concentra en un valle de gran pendiente, el poder erosivo alcanza su máximo y el relieve preglacial queda fuertemente acentuado. Más allá de la región de fuerte gradiente y rápido movimiento, la tasa de erosión disminuye gradualmente y cede el paso a la sedimentación tan pronto como el hielo llega a estar excesivamente cargado y alcanza la zona de su degeneración. Los tres dominios de alimentación, movimiento y degeneración se ven claramente en la figura 20.5.

Identificación de antiguas glaciaciones

La formación y destrucción de glaciares y mantos de hielo, junto con su acción geológica de erosión y deposición y las modificaciones consiguientes de las formas del relieve, se designan colectivamente con el nombre de *glaciación*. El estudio directo del modelado de la superficie que está debajo de los actuales glaciares sólo puede efectuarse por métodos tan arriesgados como la exploración de túneles de hielo y el descenso por las grietas. Afortunadamente, se puede obtener mucha información aprovechando el hecho de que la mayoría de los glaciares conocidos actuales —dejando aparte los reveladores retrocesos que se han producido en los últimos cien años— son los descendientes encogidos o menguados de los inmensos casquetes de hielo que cubrían los Alpes y regiones montañosas similares, o de mantos continentales aún mayores que ocupaban la mayor parte de la Europa noroccidental y la mitad de Norteamérica durante el Pleistoceno. Y esto ocurrió no sólo una vez, sino reiteradamente.

Uno de los primeros investigadores que sospechó que la glaciación había sido alguna vez mucho más extensa que en sus días fue de Saussure, el primer explorador científico de los Alpes. En 1760 observó que, a unos kilómetros más abajo del frente de los glaciares alpinos, las superficies de las rocas estaban arañadas y pulimentadas —en notable contraste con los picos fragmentados por el hielo que se encuentran más arriba— y sembradas con material morrénico exactamente igual al que todavía estaba siendo transportado y depositado por el hielo. Dedujo que anteriormente los glaciares habían tenido una extensión mucho mayor que la que tenían entonces. Pero al encontrar bloques y cantos gigantescos de granito alpino en las laderas de los montes del Jura, a 80 km de su área de origen, adscribió su transporte a una inundación catastrófica, según las ideas más tradicionales. Por el contrario Hutton, al enterarse de este notable descubrimiento, en seguida intuyó su significado. En su *Theory of the Earth* (1795, vol. 2, pág. 218) dibujó los Alpes cubiertos de hielo y escribió: «Entonces debía haber inmensos valles con hielo que descendía en todas direcciones hacia las tierras bajas y que arrastraba enormes bloques de granito a lo largo de grandes distancias, después de lo cual éstos se depo-

sitaban». Esta deducción visionaria, por la cual sólo muy tardíamente se dio a Hutton el crédito debido, o bien se ignoró o se consideró «contraria a la verdad revelada». En sus *Illustrations of the Huttonian Theory* (1802), Playfair destacó esta notoria muestra del genio de Hutton, pero, convenientemente, los geólogos «del sistema» de la época lo desestimaron e incluso casi lo olvidaron por un tiempo.

Independientemente, otros observadores de los valles alpinos llegaron a conclusiones similares en las siguientes décadas, pero la «teoría glacial» cuando se divulgó, fue ridiculizada y considerada una locura. Al principio, el competidor más fuerte fue el Diluvio Universal. Cuando se vio que éste era inadecuado como hipótesis científica y se tuvo que abandonar a regañadientes, tomó su lugar la idea de que los cantos erráticos realmente habían sido transportados por el hielo, pero un hielo en forma de icebergs flotantes. Se creyó que la última de una larga serie de invasiones marinas había sumergido durante un corto período de tiempo enormes extensiones de tierra. Por todo ello, la teoría glacial tuvo escasa aceptación hasta después de 1840, cuando el gran naturalista Louis Agassiz suscitó un interés más general sobre este tema con la publicación de sus clásicos estudios sobre la glaciación de los Alpes. Con posterioridad, reconoció Agassiz que las superficies rocosas similarmente estriadas y los depósitos morrénicos de Escocia también eran debidos al anterior paso del hielo. Todavía entonces hubo muchos que se opusieron a la idea durante otros veinte años. Sin embargo, apoyado por un grupo de entusiastas partidarios, convenció al mundo científico de que dichos rasgos no podían atribuirse a otro origen. Actualmente, es de conocimiento general que los paisajes de vastas regiones de Europa, Norteamérica y muchas otras regiones presentan huellas inequívocas de glaciación. Así ocurre que en muchos países pueden verse y ser estudiados directamente los efectos de la erosión y depósito del hielo, modificados muy poco por la acción posterior de la intemperie y la erosión fluvial.

Figura 20.26. Superficie esculpida por el hielo del tipo de rocas aborregadas, al este de la bahía de Sanna, Ardnamurchan, Escocia *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*



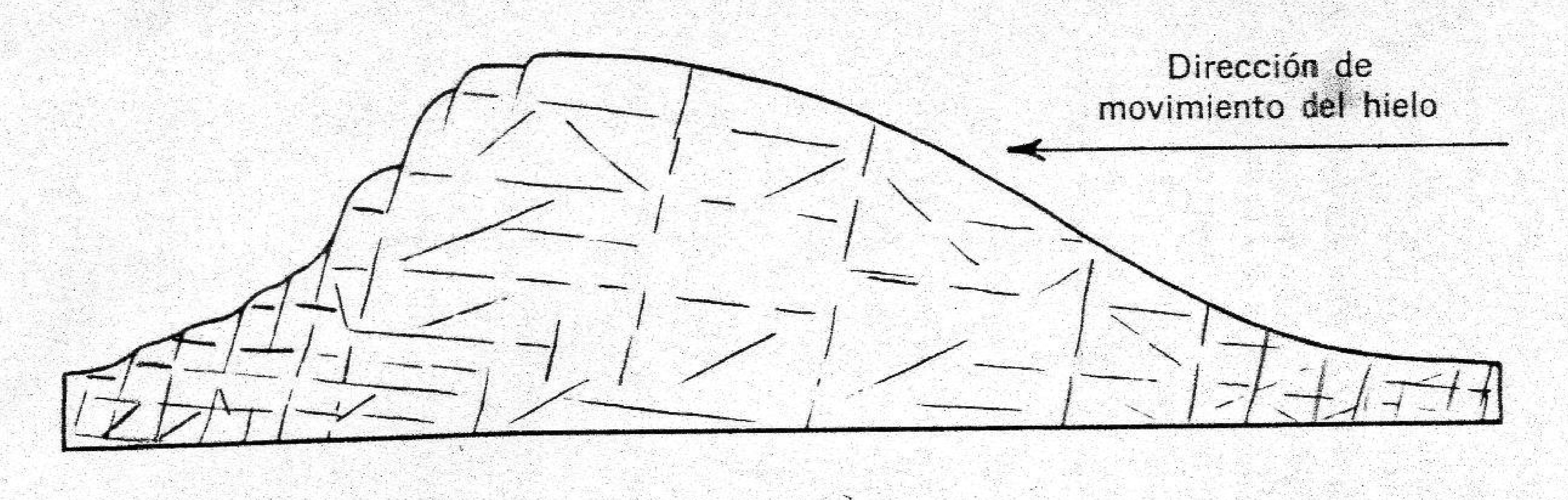


Figura 20.27. Corte de una roca aborregada típica, en que se aprecia el efecto de la abrasión producida por el hielo allí donde la roca está menos densamente fisurada, y el del arranque allí donde la fisuración es más densa.

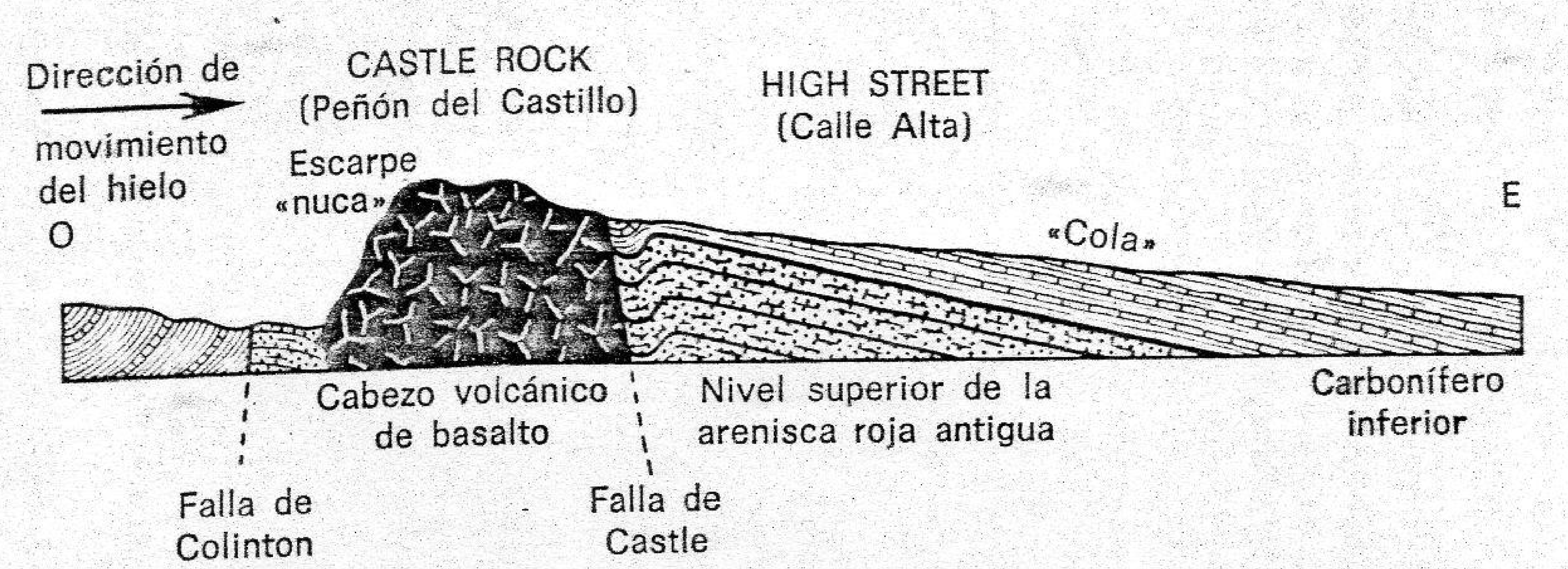
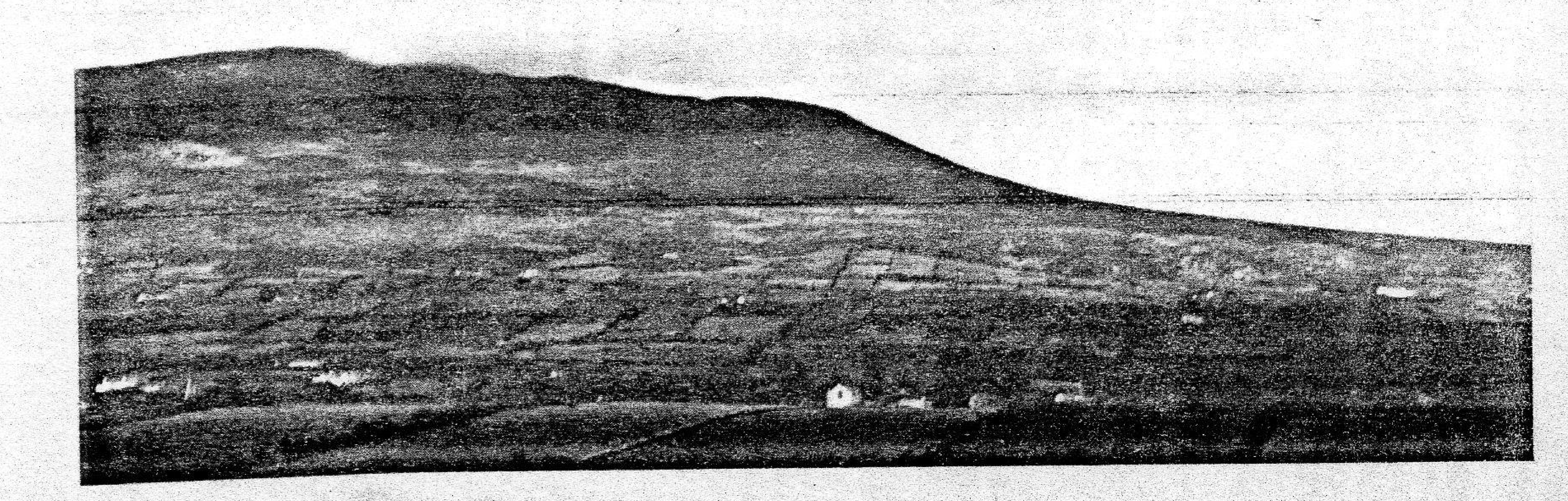


Figura 20.28. «Escarpe o nuca y cola» (crag and tail), Edimburgo. La Castle Rock (Peñón del Castillo) probablemente representa una antigua erupción del volcán Arthur's Seat (Silla de Arturo) (véase la figura 7.1).

Evidencias de la erosión glacial

Entre los ejemplos evidentes de erosión por glaciares continentales y de valle, los *lamiares* o superficies estriadas (fig. 20.25) y los cabezos o colinas modeladas por el hielo en las rocas vivas más resistentes (fig. 20.26) figuran entre los más difundidos. Los cabezos que se conservan varían mucho en dimensiones, y poseen una forma característica alargada que está relacionada con la dirección de movimiento del hielo, de modo que gradualmente disminuye la resistencia que ofrece cada obstáculo. El lado sobre el cual avanzó el hielo se eleva con pendiente suave, mientras que el lado opuesto cae con más rapidez, a veces como una ladera de abrasión, pero con frecuencia muestra una serie de peldaños debidos evidentemente al arranque de bloques fragmentados, separados siguiendo las diaclasas (fig. 20.27). Vistos desde lejos, los ejemplos más aislados semejan una oveja tumbada o una peluca rizada colocada con la cara abajo. A causa de esto se les ha dado el nombre de *rocas aborregadas*, ideado por de Saussure en 1804, aludiendo a las pelucas rizadas a

Figura 20.29. El Slieve Gullion, núcleo de un volcán terciario, con su «cola» a la derecha, que se extiende hacia el sur como un terraplén de ferrocarril; visto desde Forkhill, Co. Armagh, Irlanda del Norte *(Doris L. Reynolds).*



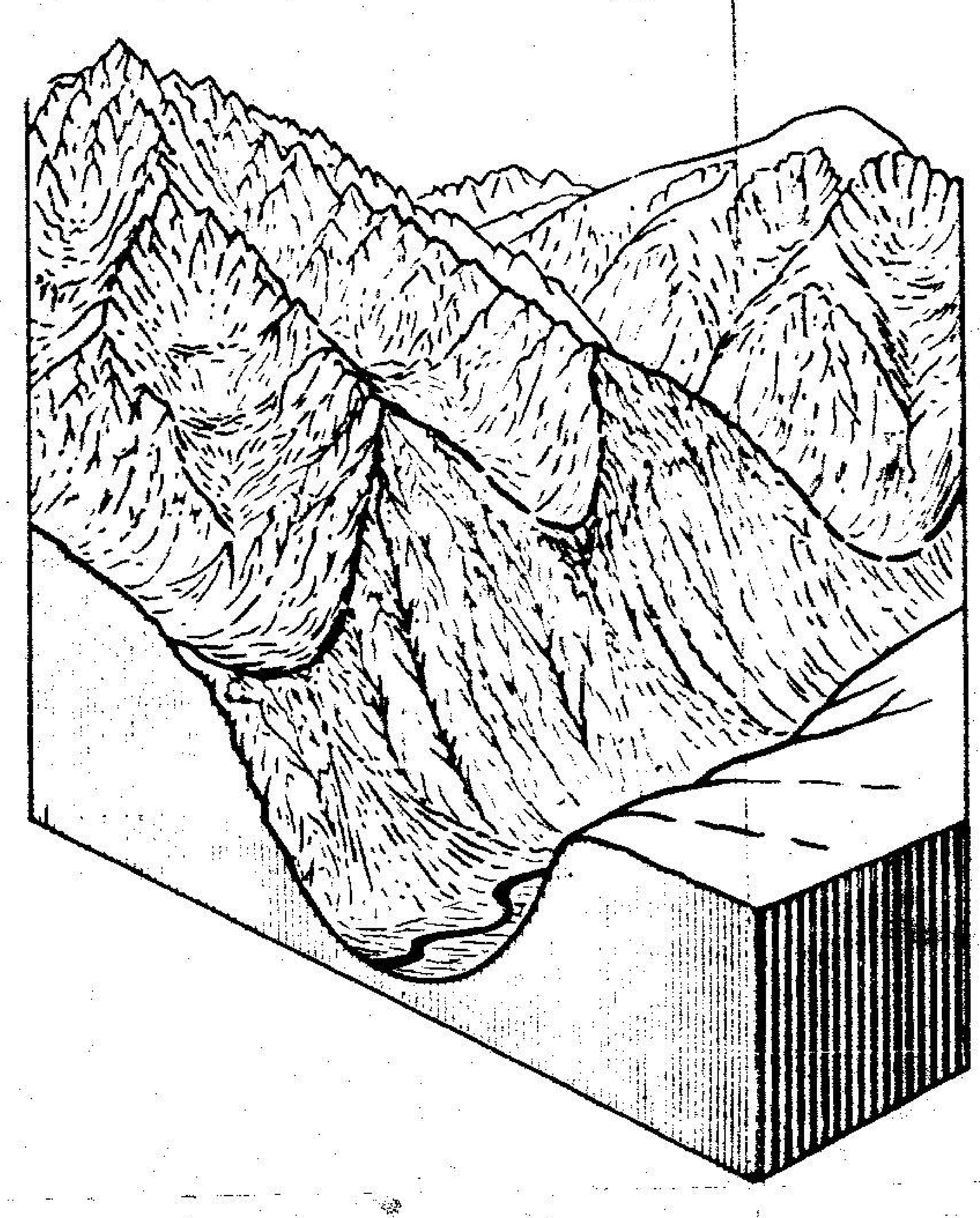


Figura 20.30. Bloque-diagrama que representa algunos de los rasgos característicos del paisaje de valles y montañas afectados por una glaciación: valles en forma de U; estribaciones o espolones truncados; valles tributarios colgados; circos, aristas y picos piramidales (horns). La ladera de la derecha se representa como no afectada por la glaciación *(Modificado a partir de un esquema de W. M. Davis).*

modo de las vedijas de lana de una piel de borrego —clase de peinado entonces de moda— y que llamaban por eso *aborregadas.*

Las obstrucciones mayores muy resistentes, tales como los viejos cabezos volcánicos, que encuentra la lengua del glaciar en su camino son la causa de la aparición de unos rasgos peculiares llamados en Escocia *crag and tail* (o sea «nuca y espinazo o cola») (fig. 20.28). La parte correspondiente a la «nuca» o *crag* está encarada directamente a la dirección de la cual vino el hielo, mientras que la «cola» o «espinazo» (roca viva cubierta o no por el barro glacial) es una pendiente suave hacia el lado opuesto, donde los sedimentos más blandos quedaron protegidos por el obstáculo del rigor máximo de la erosión producida por el hielo. Un ejemplo clásico es la Castle Rock de Edimburgo, a partir de cuyo lado oriental desciende la High Street siguiendo la cresta inclinada del «espinazo» o «cola». El cabezo de basalto masivo desvió la lengua glacial, la cual labró profundos cauces en los sedimentos «crag and tail» de ambos lados, uno de los cuales está ocupado por los jardines de Princes Street, y el otro por el Grassmarket. La figura 20.29, que muestra la famosa «cola» de Slieve Gullion, ilustra un ejemplo en el que los derrubios glaciales se han concentrado a lo largo de una faja abrigada.

En las regiones montañosas y tierras altas costeras con sistemas de valles bien desarrollados, las modificaciones topográficas superpuestas en el paisaje por la erosión glacial incluyen los valles en forma de U con estribaciones truncadas y valles afluentes colgados; circos coronados por sierras abruptas y picos piramidales; y anfiteatros morrénicos y fiordos. Hay cascadas que descienden por las laderas escarpadas, y lagos que ocupan las depresiones sobreexcavadas en el fondo de los valles, todo lo cual añade variedad al conjunto de rasgos que fácilmente pueden distinguirse de los paisajes de las regiones donde no hubo glaciación (las figs. 20.30 a 20.42 proporcionan una variada gama de ilustraciones de todos estos rasgos).

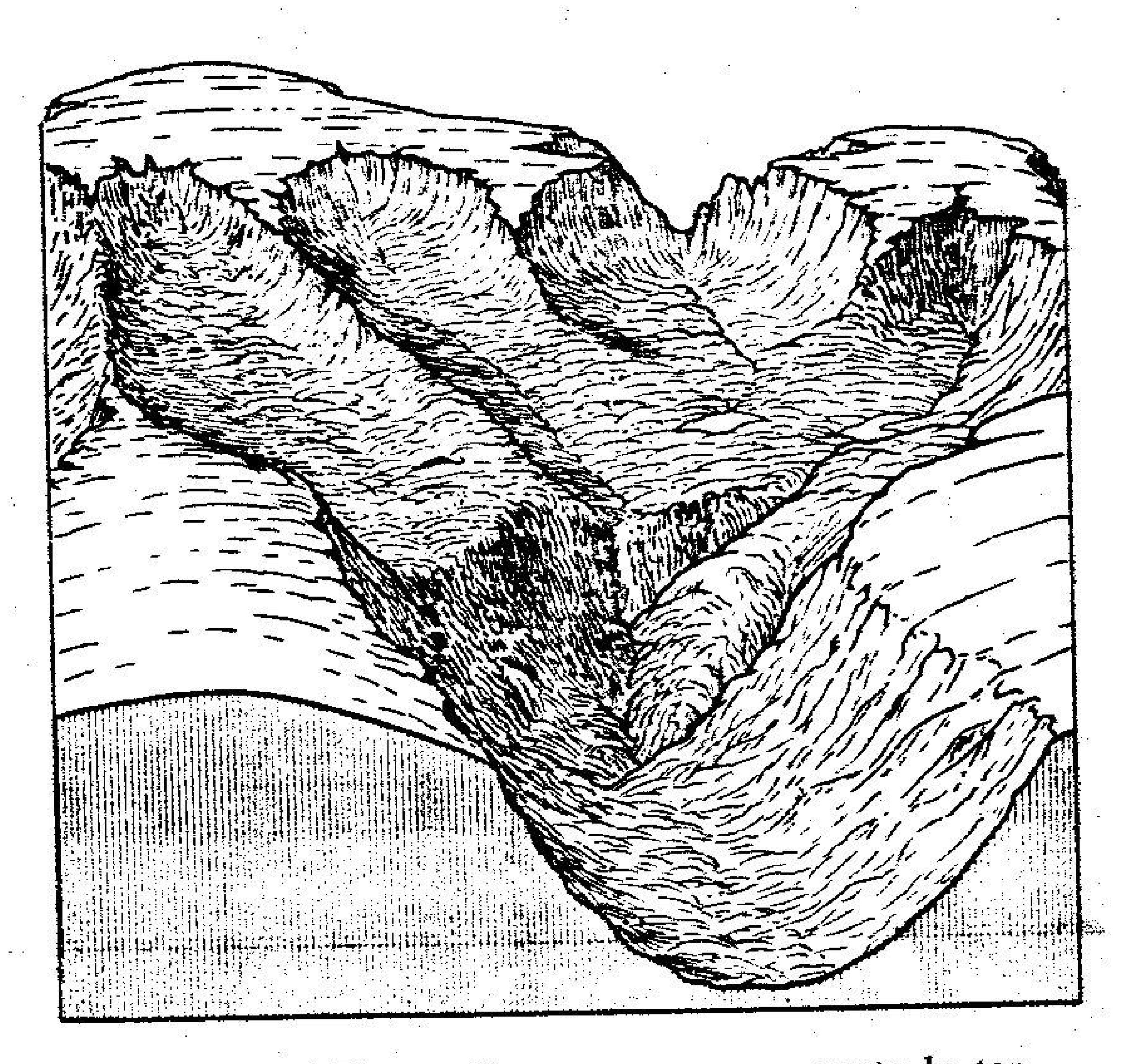


Figura 20.31. Bloque-diagrama que representa la terminación en artesa de la cabecera de un valle modelado por glaciares tributarios procedentes de varios circos confluentes. Las cumbres y los interfluvios más bajos se representan como no afectados por la glaciación *(Modificado a partir de un esquema de W. M. Davis).*



Figura 20.32. Circos desarrollados por el desgaste producido por la nieve en los acantilados de Spitzbergen *(Esquema de F. Nansen).*

Circos y rasgos asociados

Se ha observado que las depresiones fortuitas ocupadas por bancos de nieves perpetuas sufren de un modo constante la erosión ascendente y son profundizadas por: *a)* desintegración de las rocas marginales y subyacentes a causa de la helada seguida del deshielo, y *b)* eliminación de los derrubios desmenuzados por las caídas, los aludes, la solifluxión y el transporte por el agua fundida. Mediante este proceso de erosión por la nieve, o de *nivación,* las laderas conservan su inclinación a medida que retroceden (fig. 20.32). Las depresiones anchas crecen más rápidamente que las angostas, en particular cerca y más arriba del límite de las nieves perpetuas, hasta que las vertientes montañosas y las laderas de los valles están festoneadas por profundos campos de neviza, los más vastos de los cuales se encuentran en las cabeceras de los valles. En algunas ocasiones, éstos alimentan pequeños glaciares que transportan los derrubios aguas abajo y activan la excavación del fondo del valle. Continúa la erosión ascendente de las laderas, no solamente por las abundantes heladas en los bordes del campo de neviza, sino también por un proceso de desintegración subglacial que actúa siempre que la rimaya permite que el agua superficial alcance las rocas que se encuentran detrás o debajo del hielo. Al filtrarse por fisuras y diaclasas, el agua se congela y rompe las rocas hasta que éstas son engullidas por el hielo y arrastradas como morrena de fondo. Las grandes depresiones en forma de anfiteatro se conocen con el nombre de *circos* en los Alpes, *corries* en Escocia y *cwms* en el País de Gales. A nivel internacional se ha establecido de forma generalizada el término *circo.*

Un glaciar pequeño instalado en un circo grande es característico de las etapas terminales de la glaciación. Durante el período de más intensa glaciación, la mayoría de los circos que ahora vemos debían estar profundamente enterrados, o por lo menos llenos hasta los bordes de hielo que se derramaba. Esto a veces se demuestra gracias a la preservación de superficies estriadas en las paredes situadas sobre la cabecera. En este estadio, el fondo y los lados del circo en formación debieron estar sujetos a una abrasión especialmente enérgica, en el transcurso de la cual normalmente se debió excavar una cuenca rocosa somera debido al movimiento hacia abajo y hacia fuera del hielo, hasta convertirse en el emplazamiento de un *ibón* o pequeño lago de montaña una vez desaparecido el hielo (fig. 20.33). Tales lagos, asimismo pueden ser contenidos por camellones arqueados de materiales morrénicos que quedaron acumulados allí al fundirse el hielo durante su último retroceso.

Dos circos adyacentes pueden crecer a expensas uno de otro hasta que entre ambos no queda más que un paredón muy afilado que se conoce con el nombre de *arista.* Cuando el hielo ha desaparecido, las laderas de abrupta pendiente son presa fácil para la acción de las heladas y muy pronto se rodean de canchales. Muchas regiones de tierras altas han sido corroídas por la erosión de los circos desde varios lados a la vez, con lo cual se han visto reducidas a una serie de aristas que irradian de una cima central a modo de estrella de mar. Snowdon (fig. 20.33) y Helvellyn constituyen buenos ejemplos de ello. En una etapa posterior, las propias aristas se desgastan y la

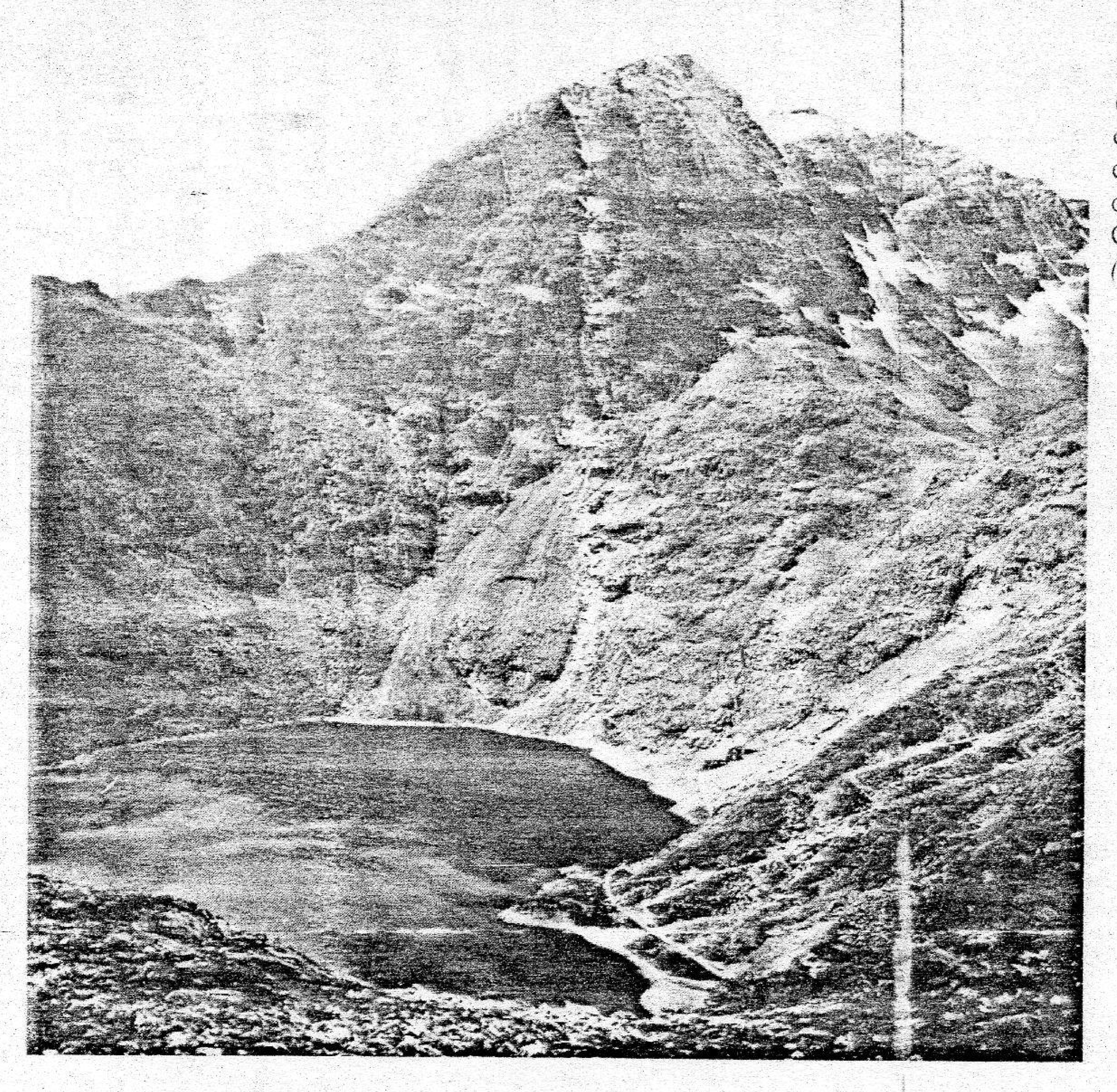


Figura 20.33. El Snowdon (1085 m) y el Glaslyn, ibón que ocupa una cuenca rocosa erosionada por el hielo, vistos desde la larga arista de Crib Goch, norte del País de Gales *(G. P. Abraham Ltd, Keswick).*

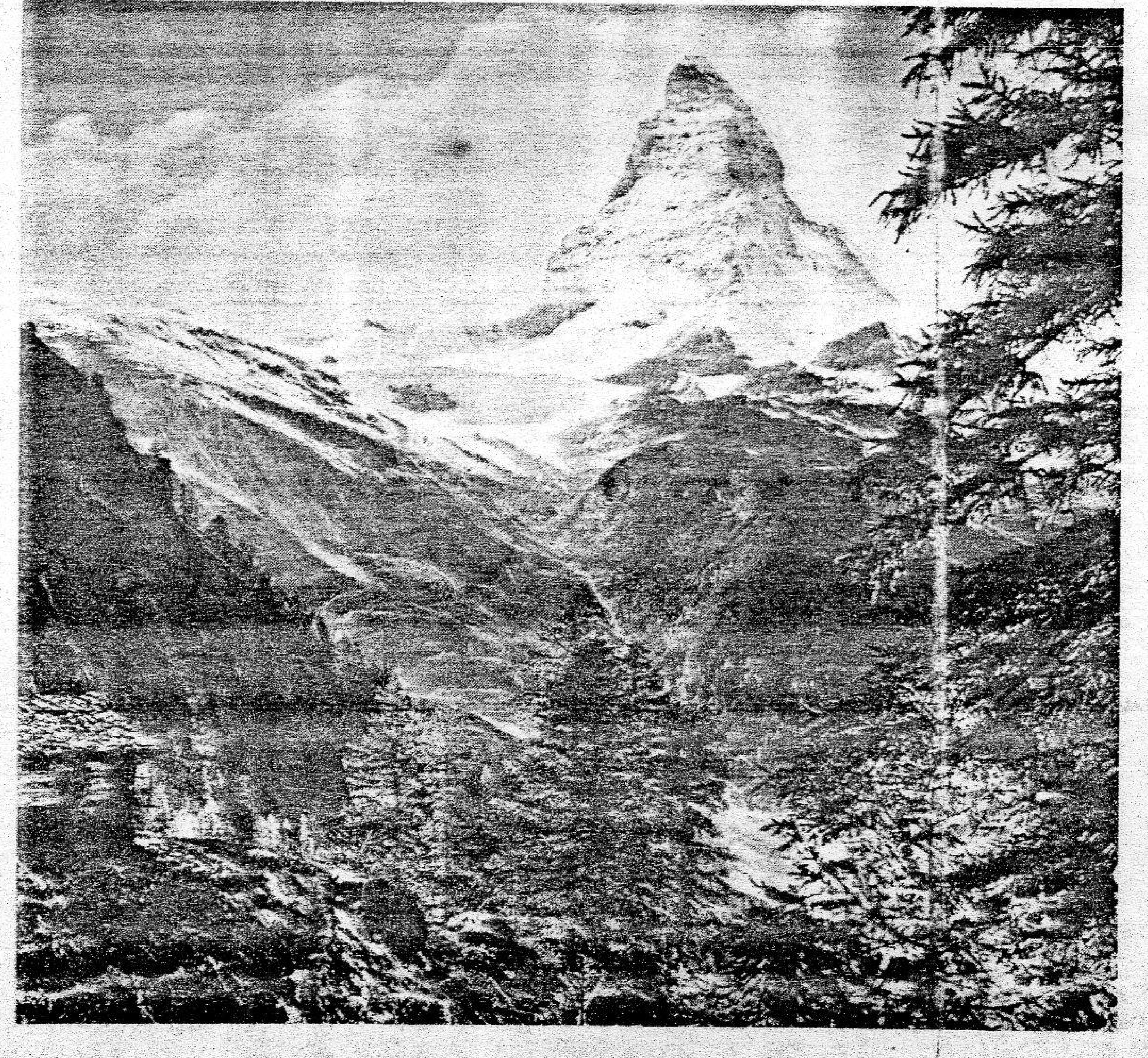


Figura 20.34. El Matterhorn o Cervino (4482 m), el pico más alto de los Alpes peninos, en la frontera italo-suiza *(G. P. Abraham Ltd, Keswick).*

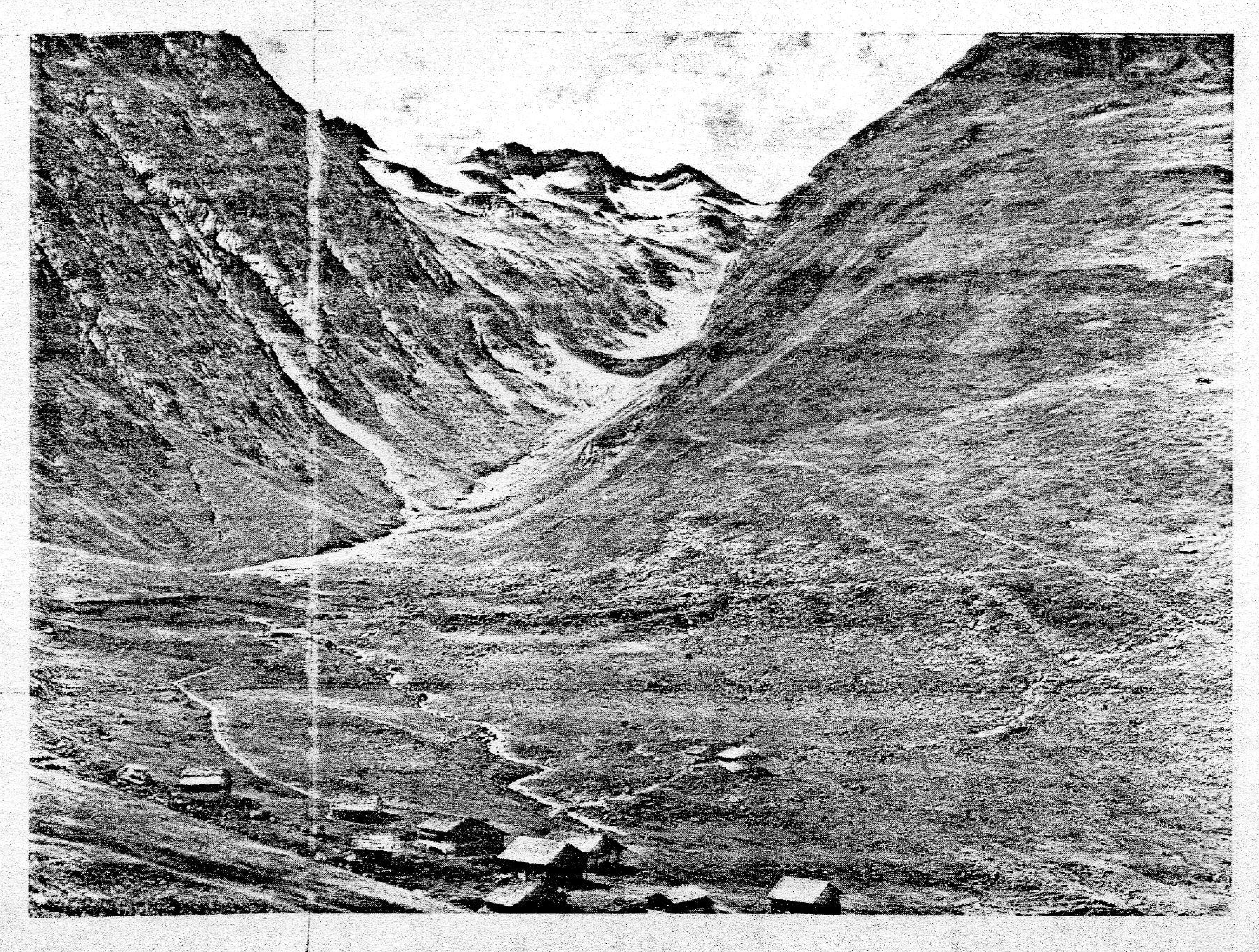
masa central, donde coincidían las cabeceras de tres o más circos, queda aislada en forma de pico piramidal bien visible. De este modo se formaron los *horns* de los Alpes, cuyo ejemplo tipo es el Matterhorn o Cervino, famoso en todo el mundo (fig. 20.34).

Modificaciones de los valles por la erosión glacial

El paso de un potente glaciar a lo largo de un valle fluvial preexistente determina la eliminación de la cobertera de rocas detríticas, el recorte de las estribaciones situadas por encima de éste en forma de facetas y el desgaste del fondo. De este modo, el valle se ensancha y profundiza y no tarda en ser modelado de nuevo en forma de artesa, de sección transversal en U, con un fondo ancho, paredes laterales de fuerte pendiente y una notable ausencia de curvas de pequeño radio (fig. 20.35). Sin embargo, donde el fondo de la artesa ha sido nivelado por el subsiguiente depósito de aluviones el fondo puede ser plano, hecho que también es frecuente. En regiones menos severamente afectadas, donde los valles no se colmaron totalmente de hielo, las laderas más elevadas pueden conservarse a modo de bancos de gran altura que prolongan las paredes casi verticales de la artesa a modo de *hombrera* prominente.

Los valles afluentes tienen su terminación inferior netamente cortada, por cuanto las estribaciones que los separan entre sí están excavadas hacia atrás y truncadas. Además, el fondo del glaciar principal está más intensamente ahondado por la

Figura 20.35. Val Giuf, afluente del Alto Rin, visto desde las laderas cercanas a Milez, Suiza. La parte inferior del valle en U está tapizada de derrubios arrastrados desde las abruptas paredes colgadas de la izquierda, excavadas en rocas graníticas del macizo de Aar. Las rocas que se ven al fondo, con circos parcialmente ocupados por nieve, son esquistos *(F. N. Ashcroft)*.



Espolón truncado del Capitán   Medio Domo   Valle colgado y Cascada Bridal Veil (Velo Nupcial)

Figura 20.36. Valle de Yosemite, Sierra Nevada, California *(R. H. Anderson, Servicio de Parques Nacionales de los Estados Unidos de América).*

erosión que el de cualquiera de sus afluentes laterales (fig. 20.30) o de la cabecera (fig. 20.31). De este modo, después de un período de glaciación prolongada, los valles laterales quedan colgados a bastante altura sobre los flancos de la artesa principal. Los cursos de agua procedentes de tales *valles colgados* se precipitan para desembocar en el valle principal en forma de cascadas o cataratas, algunas de las cuales figuran entre las más altas del mundo. El valle de Yosemite, en la Sierra Nevada de California, es famoso por sus impresionantes ejemplos de estos y otros espectaculares rasgos debidos a la erosión glacial (figuras 20.36 y 20.37). Una artesa glacial de notable semejanza con ésta —la más hermosa en su género de Europa— es la del valle del Lauterbrunnen, con sus célebres cascadas, entre Interlaken y la Jungfrau.

El fondo de las artesas excavadas por los glaciares ha sido ahondado muy desigualmente, dependiendo el efecto en cada punto del espesor y

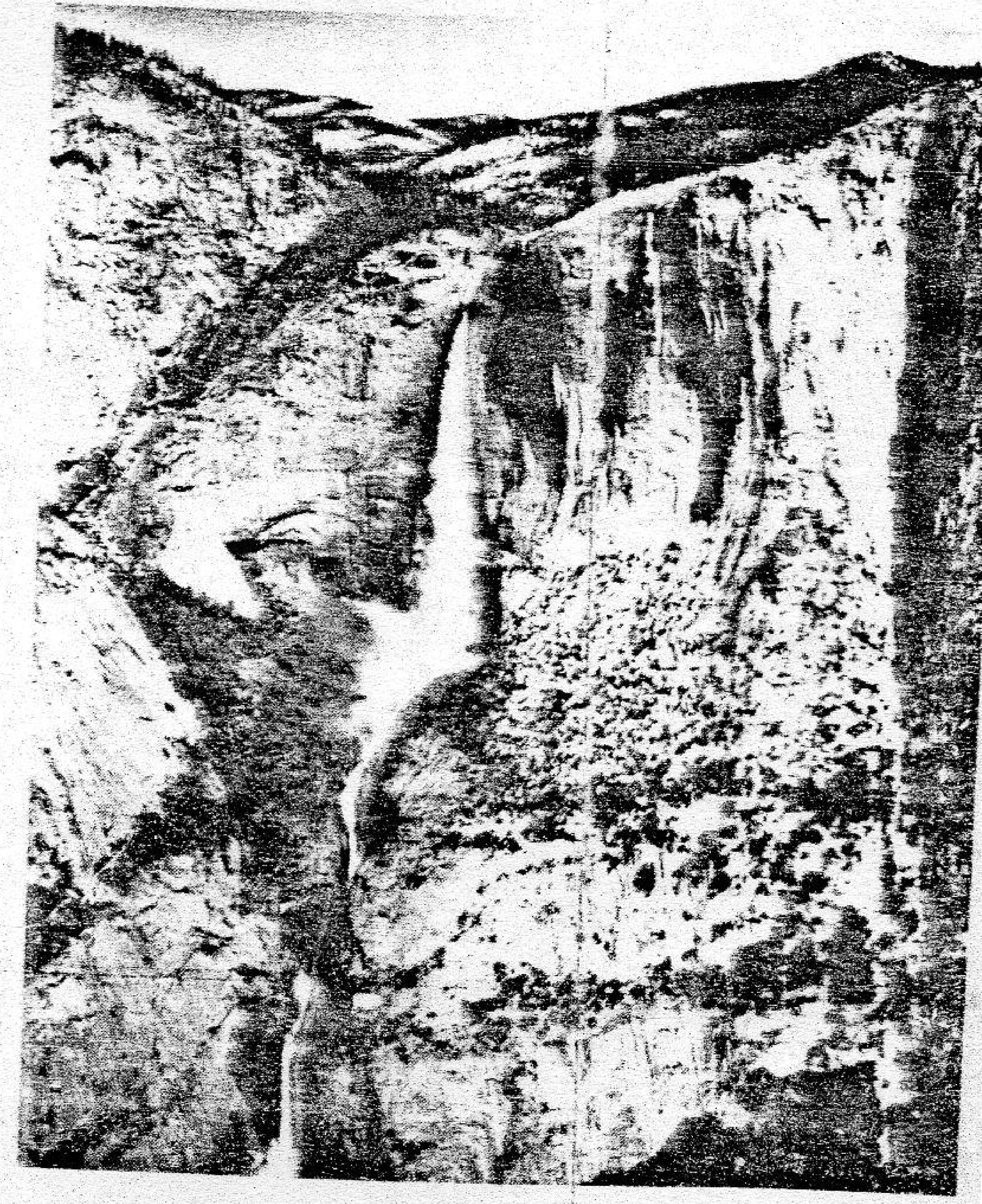


Figura 20.37. Cascadas Yosemite, valle de Yosemite, Sierra Nevada, California *(R. H. Anderson, Servicio de Parques Nacionales de los Estados Unidos de América*

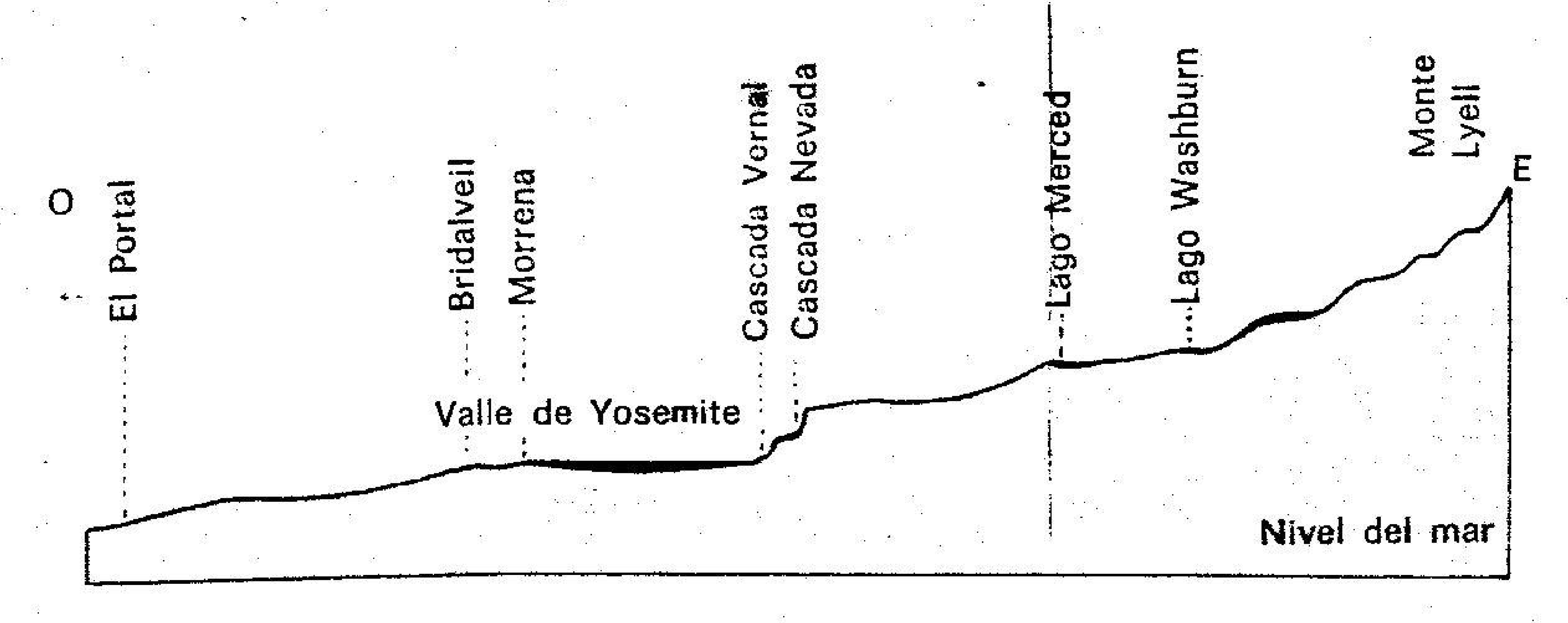


Figura 20.38. Perfil longitudinal del valle de Yosemite, situado a 240 km al este de San Francisco. Típica «escalinata glacial» desarrollada por la erosión selectiva del hielo. Longitud del corte: 58 km.

la velocidad del hielo y de la naturaleza y estructura de la roca viva. Los estratos poco consolidados son excavados con mayor rapidez que las rocas resistentes, y las fajas de rocas muy fisuradas son trabajadas de un modo selectivo mediante el arranque de bloques. De este modo, allí donde el glaciar encuentra una sucesión de rocas de diversa resistencia, el suelo es excavado hasta formar una serie de escalones sucesivos, a menudo abruptos, de tal modo que el perfil longitudinal de un valle muy afectado por la glaciación puede parecer una escalinata gigantesca (fig. 20.38). Los rellanos de los escalones pueden incluso ser excavados en forma de hoyas o cuencas, con una barrera frontal de rocas resistentes. Tales cuencas rocosas se encuentran en la actualidad ocupadas por lagos o por fajas de aluviones que representan el emplazamiento de antiguos lagos tan poco profundos que se han colmatado. Aunque aquí las llamamos «cuencas», estas depresiones tienen por lo general forma extraordinariamente alargada y algunas de ellas han sido excavadas a profundidades impresionantes. Hubo una época durante la cual se objetó que el hielo estancado en el fondo de una cuenca no podía fluir hacia el exterior, es decir, cuesta arriba desde el extremo más bajo. Sin embargo, como se ha visto (página 459) esta objeción no es válida. Lo único que se requiere es que el hielo tenga una salida y que el gradiente de su *superficie* hacia la salida sea lo bastante pronunciado para que se mantenga el flujo más allá de la barrera.

Lagos	*Máxima profundidad (en metros)*	*Alt. de la superficie sobre el nivel del mar (en metros)*	*Máx. prof. de fondo por debajo del nivel del mar (en metros)*
DISTRITO ENGLISH LAKE			
Windermere	67	39	28
Wastwater	79	61	18
ESCOCIA			
Loch Coruisk (Fig. 20.39)	38	8	30
Loch Lomond	199	6	193
Loch Ness (Fig. 9.40)	235	16	219
Loch Morar	310	9	301
ALPES ITALO-SUIZOS			
Lago Mayor	372	194	178
Lago de Como	410	198	212
NORUEGA			
Hornindals-vatn (lago fiordo del fiordo Nord)	514	53	461
NORTEAMÉRICA			
Lago Michigan	300	177	123
Lago Superior	397	183	213
Lago del Gran Esclavo	**614**	**150**	**464**



Figura 20.39. Loch Coruisk, Skye. Doble cuenca rocosa excavada por el hielo, con las Cuillin Hills al fondo *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*

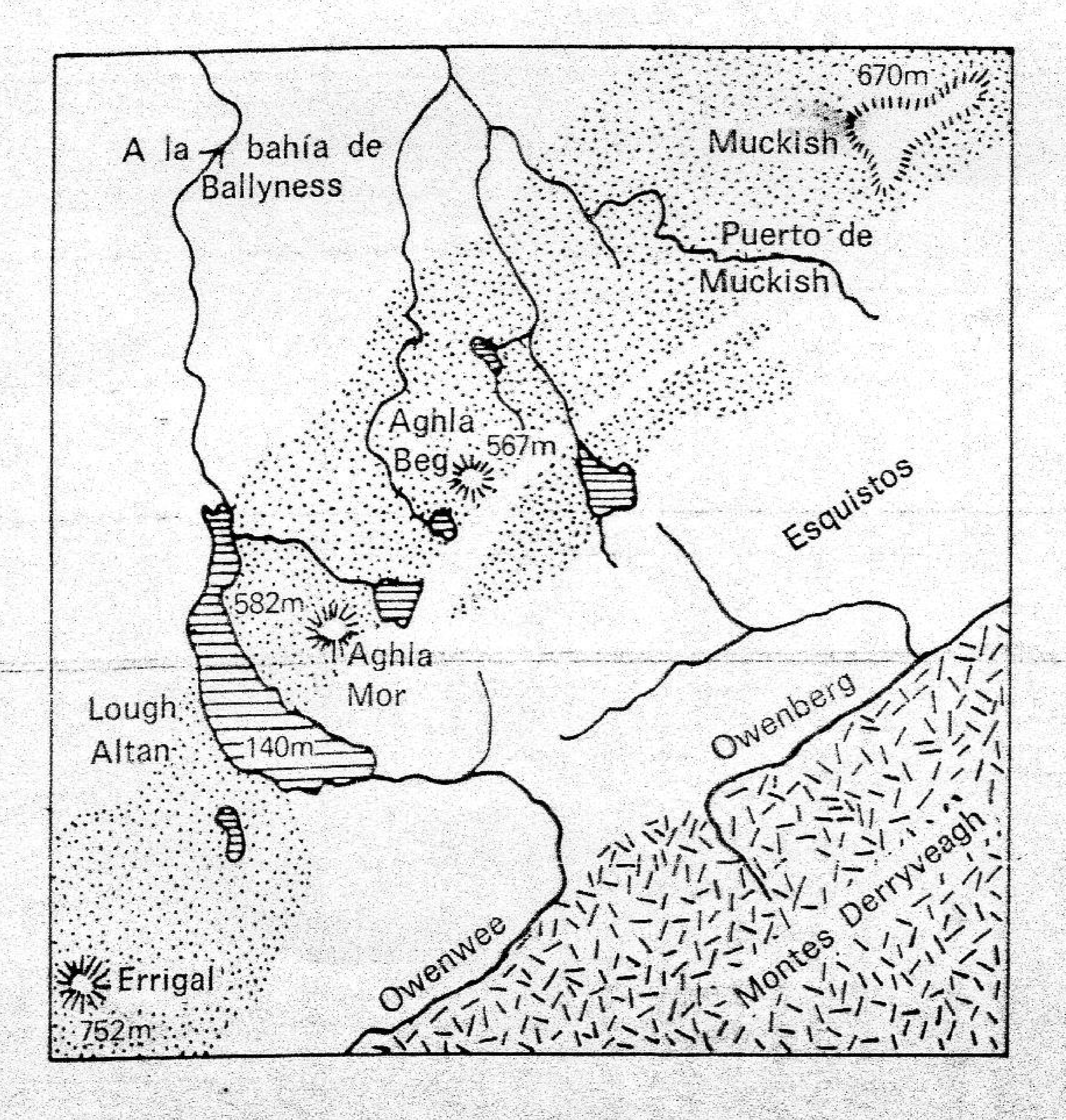
Los siguientes son ejemplos de lagos que ocupan cuencas y artesas claramente «sobreexcavadas». Los depósitos morrénicos sobre la barra rocosa aumentan algo la profundidad del agua de algunos de estos lagos. En la figura 20.46 se ilustra una de estas barreras dobles.

En los ejemplos citados y en los fiordos descritos en la página 478, el hielo fluía más o menos paralelamente a su valle. Sin embargo, cuando era suficientemente grueso, un manto o casquete de hielo debió haber cruzado una divisoria de aguas preglacial. Entonces el flujo debió concentrarse en los collados o puertos de la época, y algunos de ellos debieron ahondarse y convertirse en cuencas rocosas, actualmente ocupadas por lagos, que han abierto una brecha en la divisoria anterior y modificado el sistema de drenaje previamente establecido. Muchos de los largos lagos que se encuentran en la zona fronteriza entre Noruega y Suecia (llamados lagos *glint*, palabra noruega que significa «límite o frontera») ocupan cuencas alargadas excavadas por el hielo escandinavo que se abría paso hacia el Atlántico Norte por encima de las montañas y a través de los puertos preglaciales. Algunos de los *lochs* escoceses y de los *loughs* irlandeses (ibones) representan divisorias de aguas en las que se abrieron profundas brechas. La figura 20.40 ilustra un ejemplo de Donegal. Potentes acumulaciones de hielo sobre las montañas Derryveagh fluyeron hacia el norte y el noroeste a través de la conocida faja cuarcítica de Errigal, Aghla Mor, Aghla Beg y Muckish, y vaciaron los collados comprendidos entre estos altos picos. Uno de los collados ahondados por la excavación se convirtió en una fosa, actualmente ocupada por el lough Altan. Debido a ello, el Owenbeg ha perdido su afluente principal de cabecera, el Owenwee, que actualmente desagua en el ibón y, de él, hacia el norte, en el Atlántico.

Fiordos

Los *fiordos* son artesas glaciales enormemente sobreexcavadas que llegan a la costa por debajo del nivel del mar actual, de modo que, en vez de

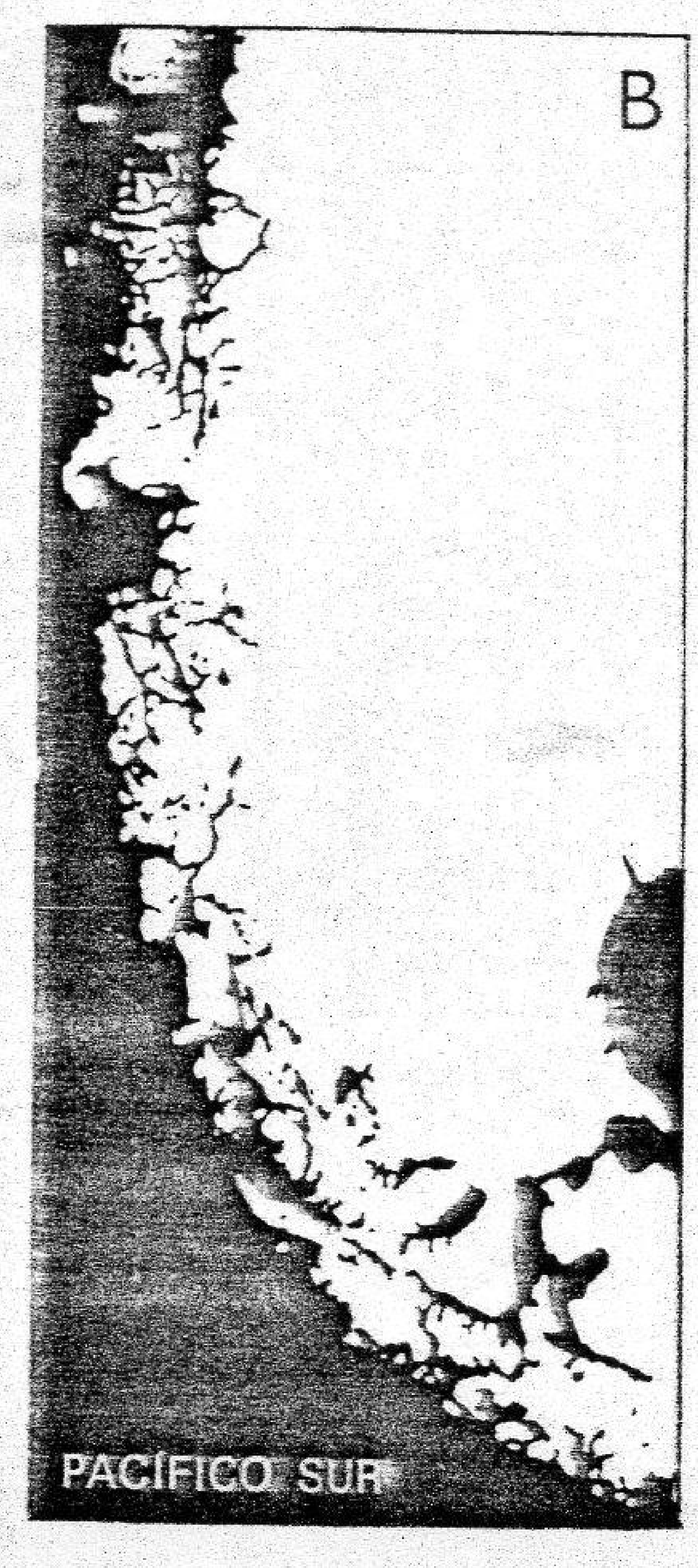
Figura 20.40. Lough Altan y Aghla Mor, vistos desde las faldas del Errigal, Co. Donegal, Irlanda; mirando al norte hacia el Atlántico, que se ve a lo lejos a 13 km de distancia. El mapa índice muestra el cordón de cuarcitas brecoides, en punteado; los montes Derryveagh son principalmente graníticos *(Foto Bord Failte: Oficina Irlandesa de Turismo).*



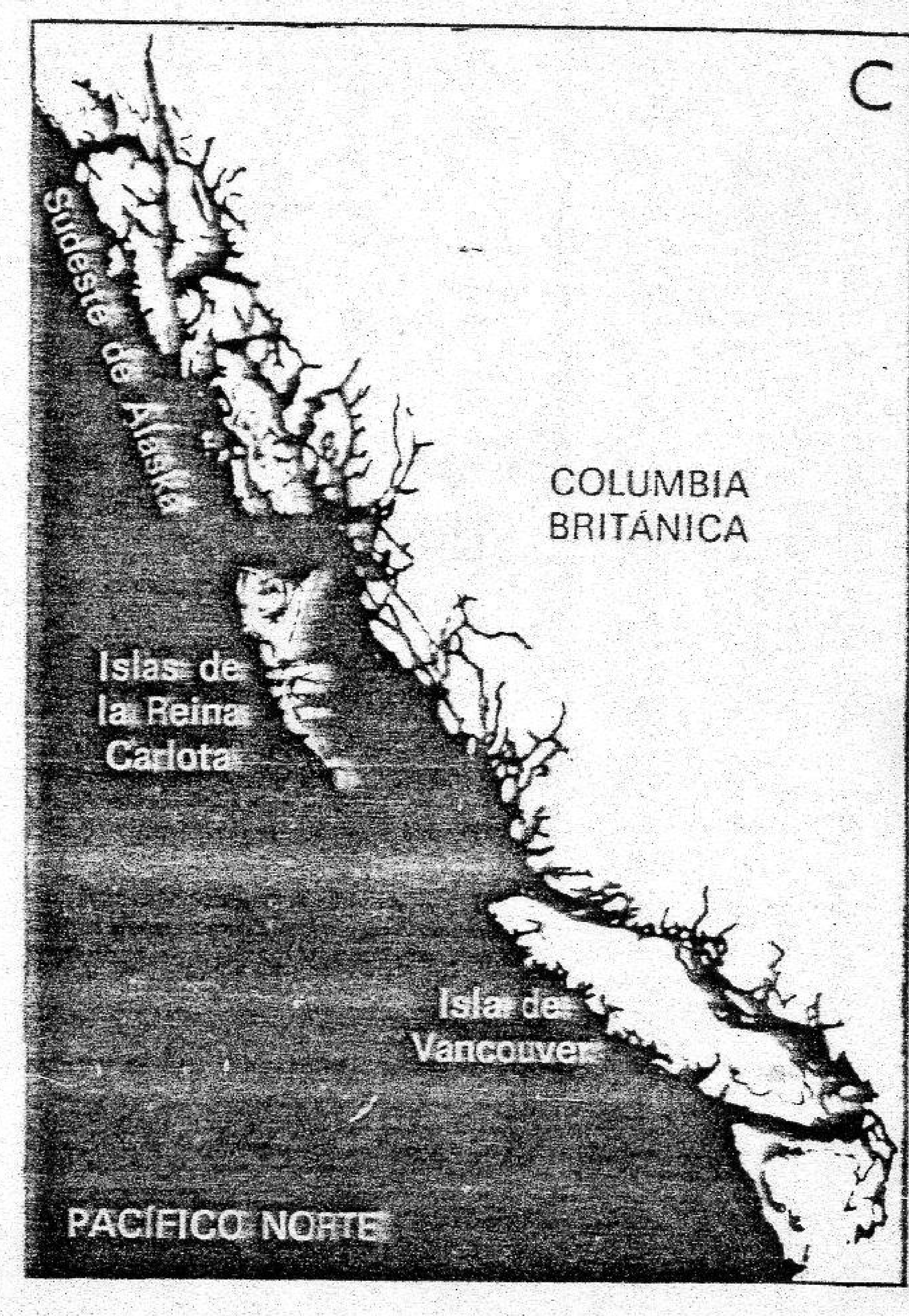
formar cuencas lacustres alargadas, se han convertido en largos brazos de mar que se extienden hacia el interior del continente entre laderas rocosas escarpadas. La barrera rocosa terminal (con cubierta de morrenas o sin ella), total o parcialmente sumergida, se encuentra característicamente emplazada cerca de la desembocadura en el mar. Es el *umbral* del fiordo. A lo largo de la costa occidental de Escocia existen ejemplos de todas las transiciones posibles desde los umbrales sumergidos de los fiordos (*lochs* marinos) a las barreras más o menos al descubierto que separan los *lochs* de agua dulce del mar. El borde terminal del loch Morar se encuentra a muy corta distancia del mar y está solamente a 9 metros de altitud. El umbral del loch Etive es más bajo y sólo queda en seco durante la bajamar; el del loch Leven está cubierto pero en marea baja la espuma revela su existencia. De los restantes



(A) Noruega



(B) Sur de Chile



(C) Sudeste de Alaska y Columbia Británica

Figura 20.41. Tres ejemplos de costas de fiordos.

Figura 20.42. El Naeröyfjord, en el lado sur del Sognefjord, Noruega *(Foto Mittet, Noruega).*

lochs, veintitrés poseen umbrales cerca de sus desembocaduras que, al actual nivel del mar, están permanentemente sumergidos.

Los fiordos que se formaron durante la intensa glaciación de mesetas y montañas costeras profundamente erosionadas y de estructura apropiada en países tales como Escocia, Noruega, Groenlandia, Labrador, Columbia Británica, Alaska, Patagonia y Nueva Zelanda. En el plano (fig. 20.41) muestran por todas partes un patrón rectilíneo característico, que está claramente determinado por la distribución de fajas de debilidad estructural. Estas fajas pueden ser sinclinales de sedimentos relativamente débiles o pizarras intercaladas en rocas cristalinas masivas (como en los fiordos de Sogne y Hardanger, de Noruega), pero con mayor frecuencia son zonas fracturadas con diaclasas muy próximas entre sí, o de rocas fragmentadas que ocupaban zonas falladas. Los ríos preglaciales excavaron sus valles siguiendo estas líneas de menor resistencia. Los valles, a su vez, encauzaron el hielo y guiaron su corriente, y como la estructura facilitaba el arranque de bloques, el fondo del valle fue constantemente profundizado, con frecuencia en grado extraordinario. En algunos fiordos de Noruega y Patagonia, el fondo se encuentra a más de 1200 metros por debajo del nivel del mar. Sin embargo, los fiordos vecinos varían enormemente en profundidad, de acuerdo con la diversa resistencia de las rocas excavadas. Así, la distribución de los fiordos se halla condicionada por: *a*) las estructuras tectónicas apropiadas de las regiones elevadas próximas al mar; *b*) los valles preexistentes que seguían tales estructuras, y *c*) la intensa glaciación determinada por el hielo en movimiento hacia el mar, con suficiente espesor y la necesaria inclinación superficial para asegurar que los valles principales fueran sobreexcavados hasta la costa actual más allá de ella.

Depósitos glaciales

En cuanto los glaciares y mantos de hielo llegan a la zona de degradación, situada más allá de la región de erosión activa, llevan una carga excesiva y comienzan a desprenderse de los derrubios que transportan. Durante la subsiguiente recesión del hielo, la zona de sedimentación se retira junto con el frente de hielo. Los *depósitos glaciales* que quedan incorporados de este modo al paisaje y las gravas y arenas *fluvioglaciales*, transportadas y sedimentadas por las aguas resultantes de la fusión, forman lo que se ha dado en denominar *drift* «materiales transportados»). La vasta difusión alcanzada por estas formaciones que indica la primitiva extensión de hielo en Europa y Norteamérica, hizo creer, en otros tiempos, que eran vestigios del Diluvio Universal, y, por consiguiente, una prueba del alcance mundial de la gran inundación. Fue esta creencia lo que retardó tanto la aceptación de la «teoría glacial». No obstante, en algunos casos se reconoció que el tipo más común de material transportado, el conjunto caótico de materiales conocido con los nombres de *arcilla guijarrosa, barro* o *arcilla glacial* o *till*, no podía haber sido depositado por las aguas.

A veces se hace una distinción entre estos términos y se restringe el término «till» a variedades en las que predomina una matriz arcillosa rígida. Pero el término *tillita* se usa de forma generalizada para designar las arcillas guijarrosas y tills de períodos anteriores de glaciación generalizada, como los de fines del Carbonífero y los del Precámbrico.

Evidentemente la arcilla guijarrosa se depositó sin ningún tipo de orden, sin ninguna selección del material y sin estratificación (fig. 20.43). El tamaño de sus componentes varía entre el de una harina de roca, piedras y bloques y todos los tamaños de roca que a veces son de dimensiones descomunales. Suele componerse de un variado surtido de piedras cementadas por una matriz muy adhesiva de arena, arcilla y roca pulverizada. La mayoría de las piedras, como la de los canchales, son fragmentos irregulares que no muestran huellas de haber sufrido desgaste, pero por lo general pueden hallarse algunas que han sido pulimentadas y estriadas a causa de su rozamiento a lo largo del fondo rocoso del valle, sobre el cual fueron arrastradas por el hielo.

Un rasgo característico de las regiones que han sufrido la glaciación es la presencia de cantos que son extraños a la región donde se depositaron. Estos bloques transportados por el hielo, llevados lejos del lugar de procedencia, se llaman *bloques erráticos* (fig. 20.44). Es frecuente que los mayores se apoyen sobre superficies erosionadas allí donde el material de transporte glacial tiene poco

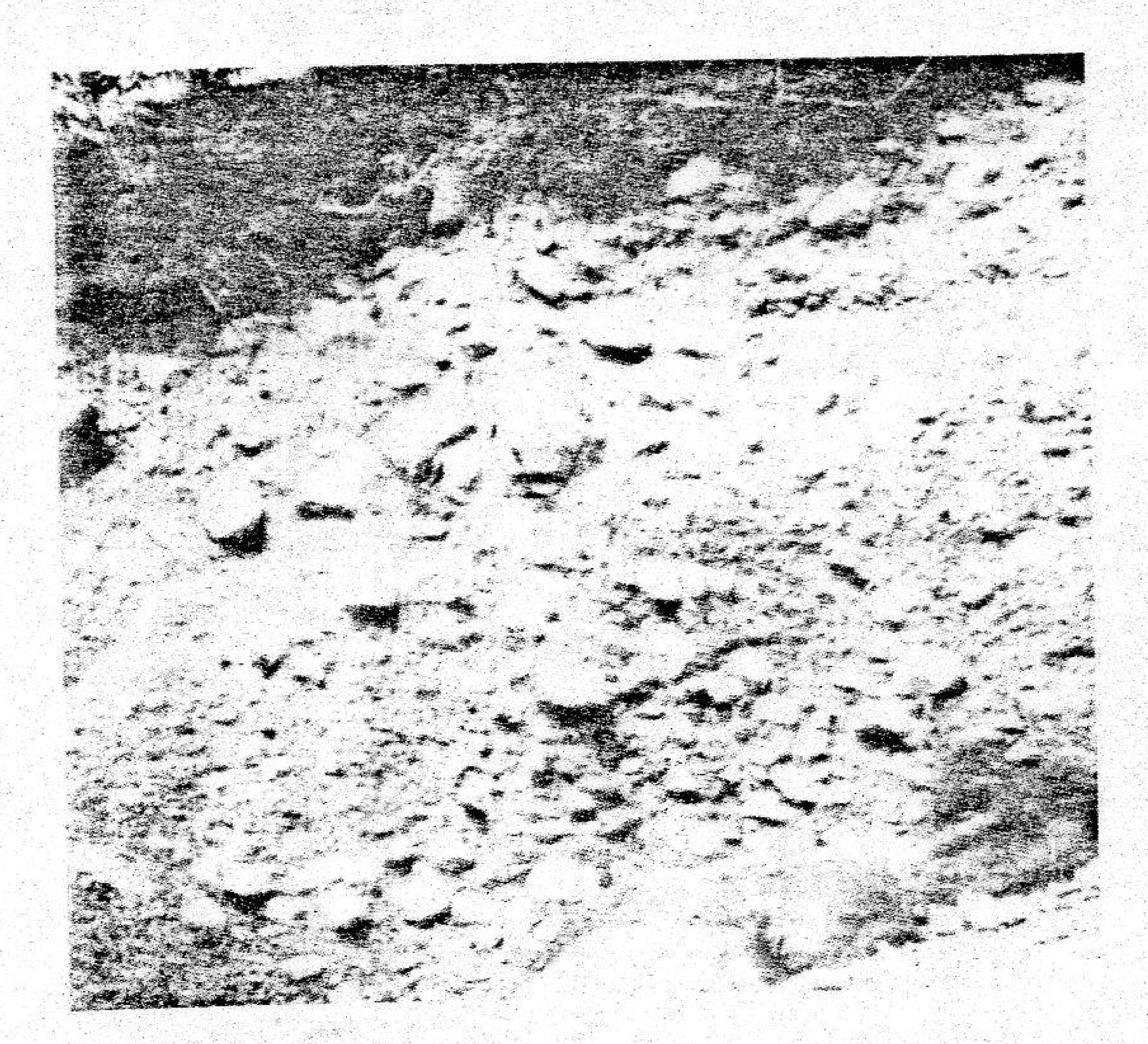


Figura 20.43. Arcilla guijarrosa glacial sobre una superficie rocosa afectada por glaciación (la roca se ve en el ángulo inferior derecho), Borrowdale, distrito English Lake *(S. H. Reynolds)*.

espesor, o está confinado a las oquedades. Algunos de ellos han quedado expuestos en posición inestable. Estos *bloques colgados* constituyen sorprendentes monumentos erigidos al antiguo paso del hielo y, como se ha visto, se cuentan entre las primeras evidencias de glaciación que se identificaron como tales.

Las largas pistas de bloques erráticos de rocas fácilmente identificables proporcionan una guía infalible respecto de la dirección de movimiento del hielo que los arrastró. Los guijarros del conocido granito de Shap, por ejemplo, se pueden encontrar en los barros desde su punto de procedencia, en Cumbria (Westmorland), a través de los Penninos por la ruta del Stainmore Pass, hasta el valle de York. Ailsa Craig, en el Firth of Clyde, es una masa erguida de roca granítica finamente moteada que puede ser identificada con certeza. Bloques erráticos de esta roca, tanto en forma de bloques aislados como en el estado de piedras englobadas por la arcilla de los barros glaciales, se encuentran en Antrim, Galloway e isla de Man, así como en ambas orillas del mar de Irlanda, hasta puntos tan alejados como Wicklow y Gales del Sur, lo cual viene a demostrar que Ailsa Graig se halla en el trayecto recorrido por un gran glaciar que se desplazaba hacia el sur. Rocas noruegas comunes procedentes del distrito de Oslo, tales como el pórfido «de rombos» y la larvikita (una sienita azul con reflejos irisados, muy utilizada como piedra ornamental para mostradores y escaparates), se encuentran en forma de bloques erráticos a lo largo de las costas de Durham y Yorkshire, probando así que el manto de hielo escandinavo cruzaba el mar del Norte y en un tiempo llegó a invadir las costas británicas. En otras épocas estas rocas alcanzaron hasta Alemania septentrional, mostrando que las direcciones de dispersión del hielo no fueron siempre las mismas.

En el momento de (o próximo a) la extensión máxima de una glaciar o manto de hielo, el frente puede haber permanecido más o menos estaciona-

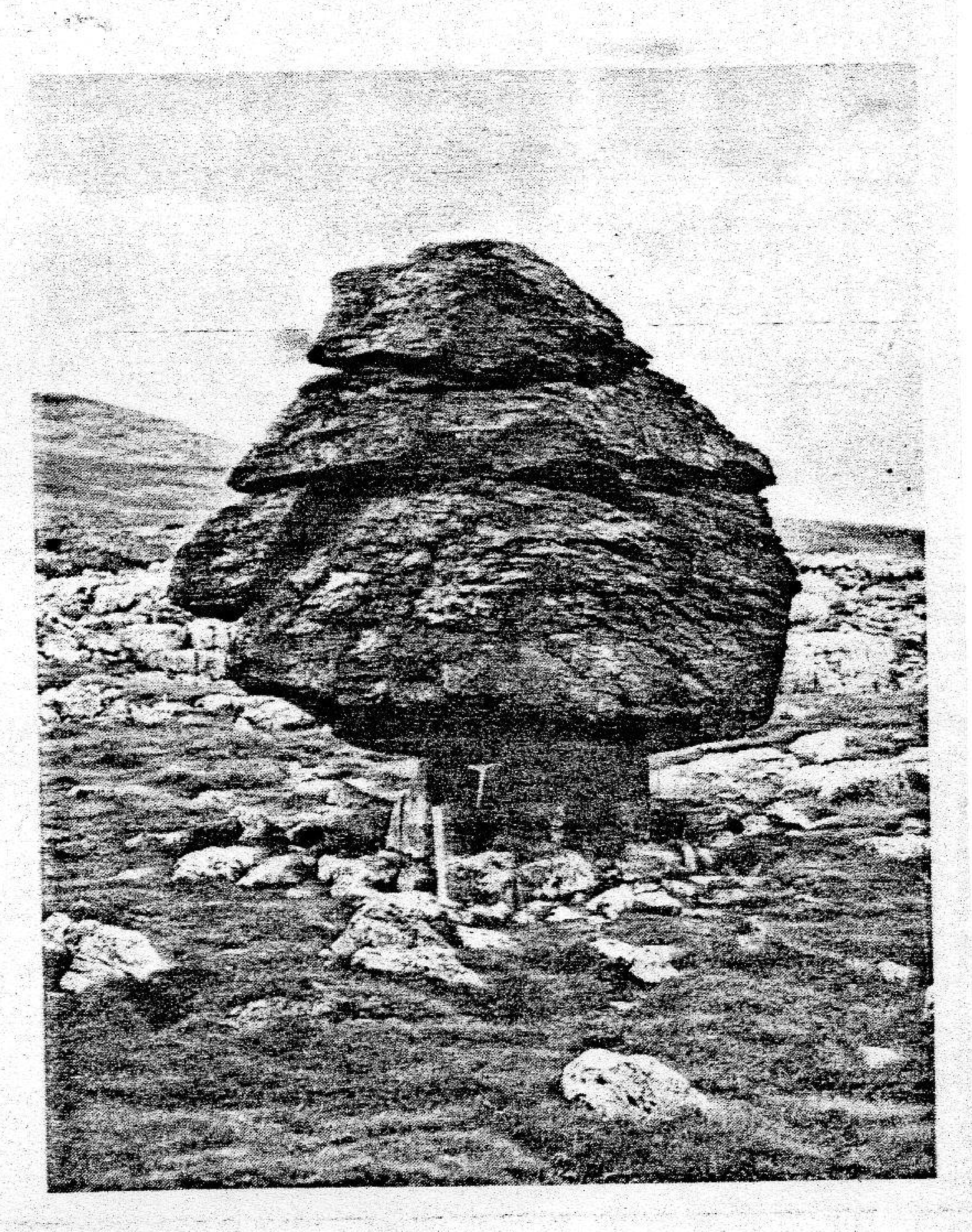


Figura 20.44. Bloque glacial errático de arenisca silúrica apoyado en una terraza de caliza carbonífera, en Norber Brow, cerca de Austwick, al sur de Ingleborough, Yorkshire. Desde que se retiró el hielo de esta región, hace probablemente unos 100 000 años (véase la figura 21-15), la meteorización química ha arrasado un espesor de caliza de unos 45 cm, excepto en los puntos en los que bloques como éste han protegido la caliza subyacente de los efectos de la disolución, a consecuencia de lo cual los bloques han quedado colgados y apoyados en un plinto de origen natural *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña)*.

rio durante un tiempo suficientemente largo como para que se produzca una acumulación de materiales constituyendo la *morrena terminal*. Depósitos similares pero posteriores son las *morrenas de retroceso;* éstas marcan el emplazamiento de las fases de detención durante el proceso de retirada del hielo (figs. 20.45 y 20.46). En ciertas regiones de tierras bajas parece ser que el hielo se esparció y quedó estancado. Este hielo «muerto» se limita a fundirse por la parte alta y los lados, y asimismo por los bordes de las grietas, liberando sus derrubios sin formar morrenas terminales.

Las morrenas terminales y las principales morrenas de retroceso formadas en posiciones sucesivas del último manto glacial europeo se indican en la figura 21.15. Unos rasgos similares, que atraviesan el país en anchos festones al sur de los Grandes Lagos, marcan las diversas pausas en el retroceso del hielo norteamericano. Las morrenas terminales dejadas por los glaciares de montaña atraviesan sus valles a modo de camellones en forma de media luna (cóncavos del lado de donde viene la corriente) los cuales, en algunos casos, se prolongan a lo largo de las laderas de los valles a modo de morrenas laterales menos visibles (fig. 20.23).

Evidentemente, en los trechos comprendidos entre los bancos morrénicos, varían mucho de un lugar a otro tanto el carácter como el espesor del barro glacial. En ciertas regiones, donde el barro glacial forma un revestimiento de bastante espesor sobre el fondo de relieve poco pronunciado pero probablemente irregular, aquél ha sido modelado por los mantos de hielo anteriores formando un enjambre de montículos en forma de lomos de ballena, llamados *drumlins* (del gaélico, *druim*, montículo). Hallándose distribuidos más o menos escalonadamente, producen una topografía que se ha designado con el nombre de «cesta de huevos» (fig. 20.47). En las depresiones intermedias el desagüe es precario y confuso, y provoca la aparición de ciénagas, marjales y praderas encharcadas. Una de las zonas de mayor densidad de drumlins es la que se extiende a través de Irlanda septentrional, desde Co. Down hasta la bahía de Donegal, y contiene decenas de miles de estos montículos orientados en la dirección de la corriente (fig. 20.48).

Ordinariamente, los drumlins miden de 400 a 800 m de largo, pero existe toda una gradación desde las pequeñas prominencias hasta los ejemplos más desarrollados, con 2 a 3 km de largo y 30 a 60 m de altitud. En su mayoría están alargados en la dirección de movimiento del hielo, y la extremidad que mira aguas arriba tiene la característica de ser obtusa y empinada en comparación con la más afilada o «cola» del extremo opuesto, que mira aguas abajo (fig. 20.49). Ésta es una forma típica de las desarrolladas por una corriente; implica que la superficie de separación entre el hielo en movimiento y el material subglacial transportado se modeló tanto por erosión

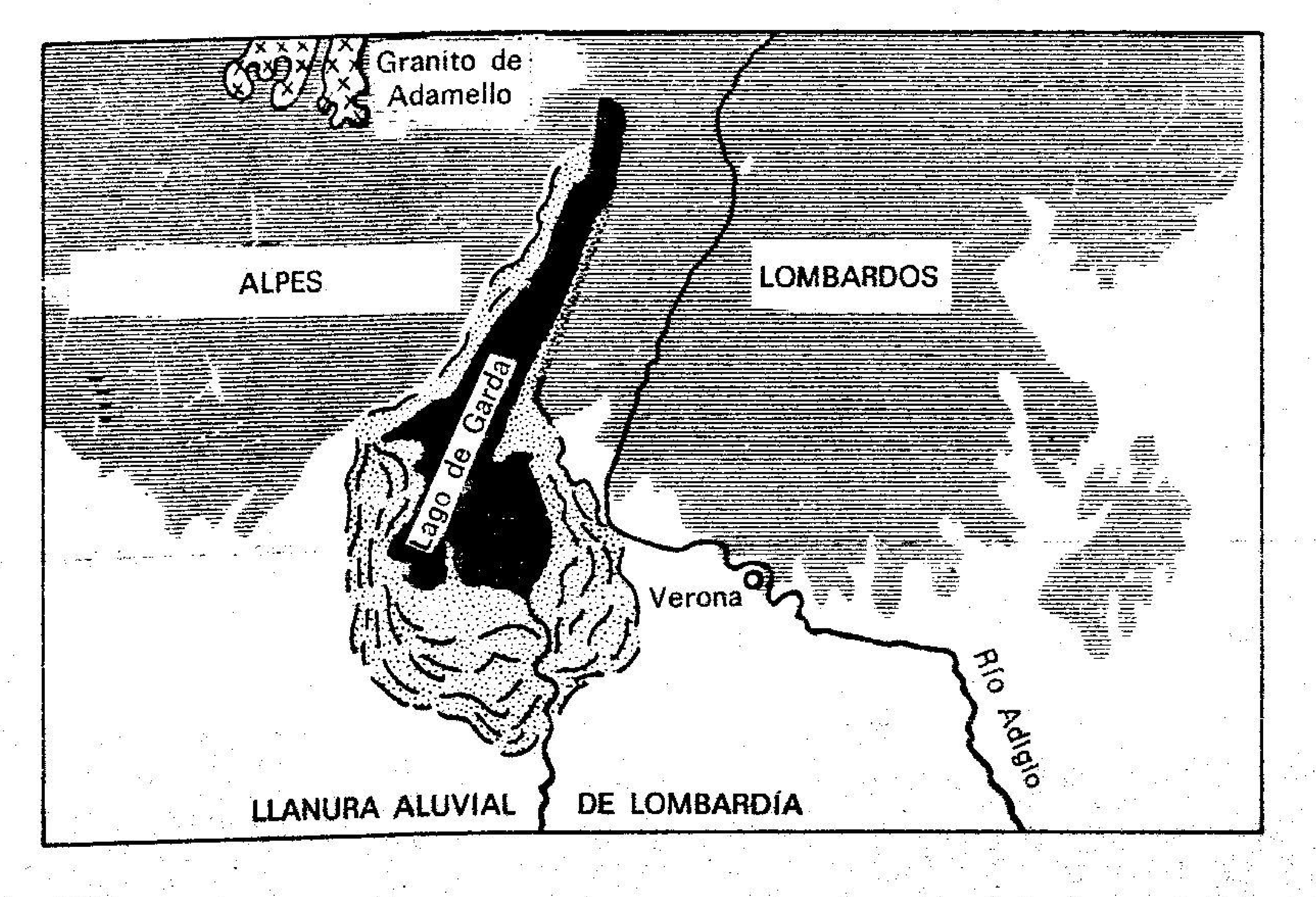


Figura 20.45. Lago de Garda, al pie de los Alpes italianos, con sus morrenas laterales y terminal. De su profundidad total, 149 m se deben al espesor de la barrera morrénica. Por debajo de los 149 m (hasta una profundidad máxima de 350 m) el lago ocupa una cuenca rocosa excavada por el hielo.

Figura 20.46. Lago en el Paso de Dontouz-Oran, en el Cáucaso, que ocupa una cuenca excavada en la roca viva por la erosión del hielo, con una morrena terminal en el umbral frontal *(Planet News, Ltd)*.

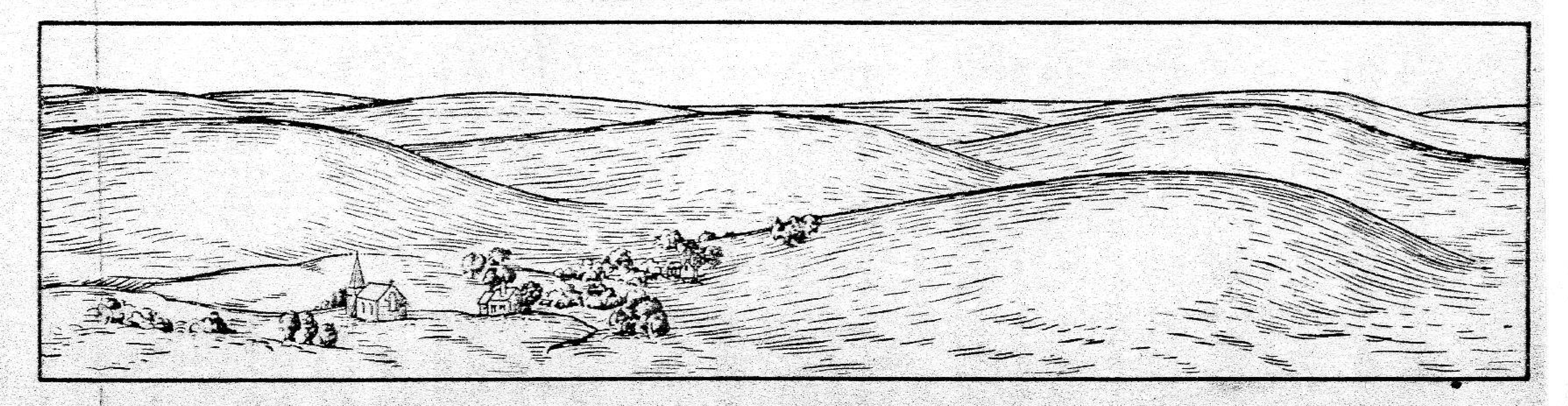


Figura 20.47. Topografía en «cesta de huevos». Típico paisaje de drumlins, modelado en formas orientadas según la dirección del movimiento por el paso del hielo, que se desplazaba de derecha a izquierda.

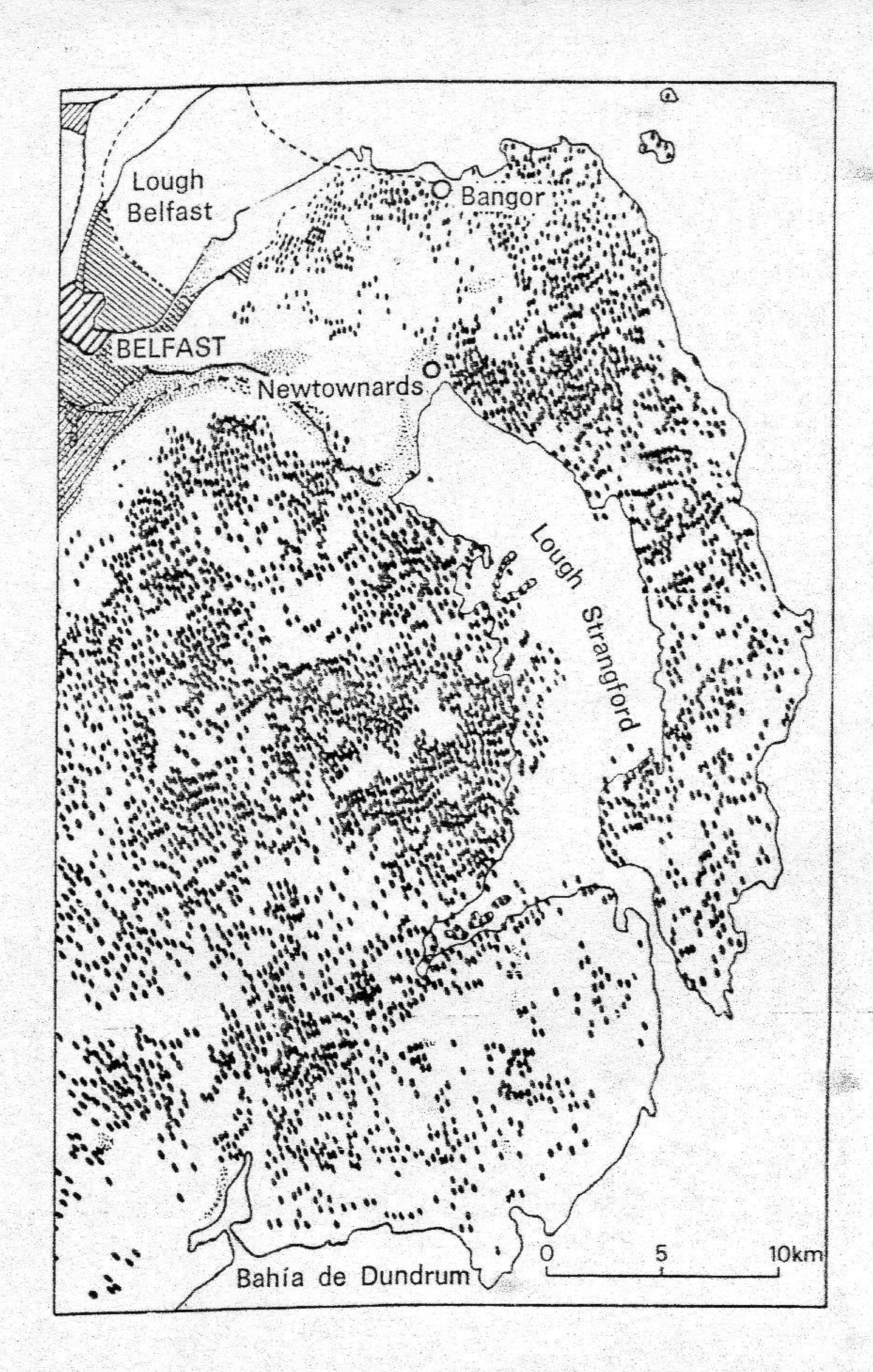
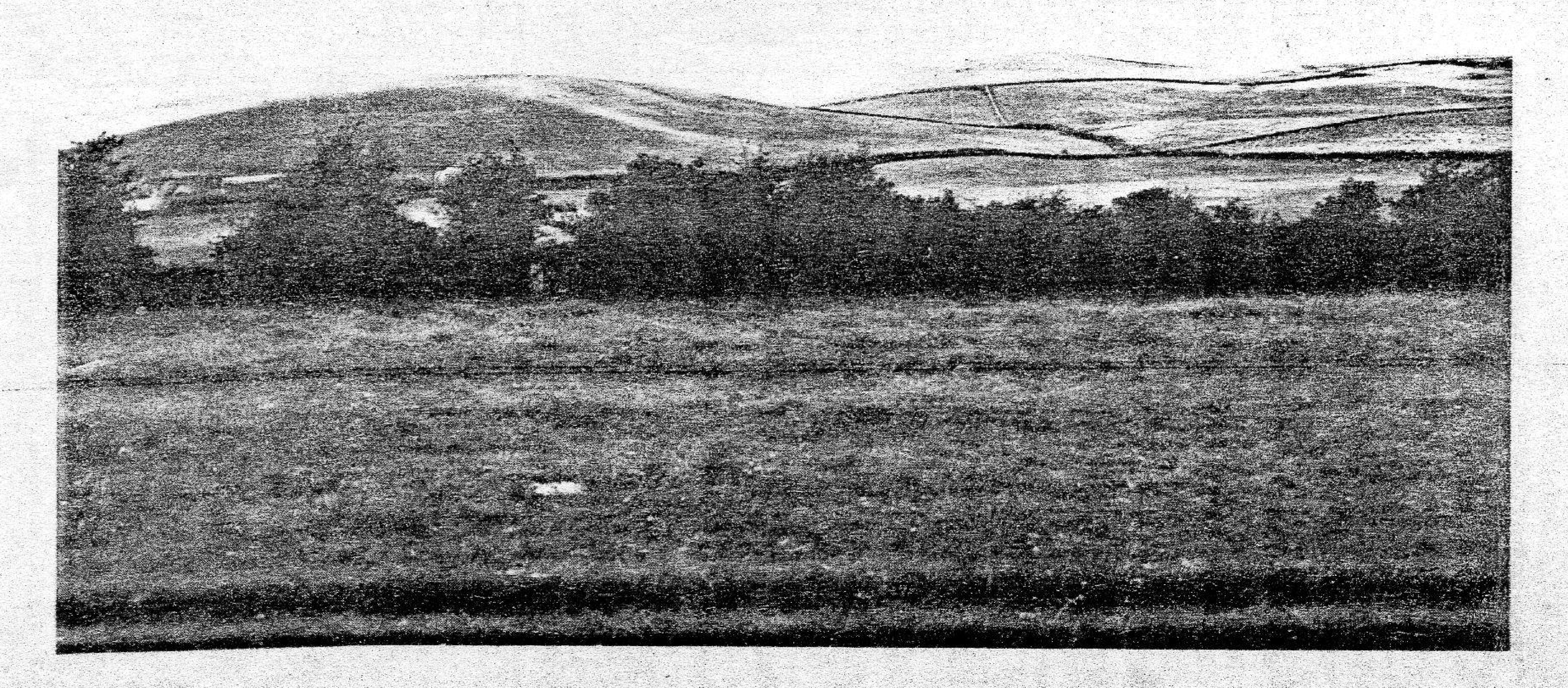


Figura 20.48. Mapa de parte de una región de drumlins en Do. Down, Irlanda del Norte *(Según J. K. Charlesworth).*

como por deposición hasta adquirir la forma que ofrecía menor resistencia al hielo que avanzaba. Un pez de rostro romo o una ballena nadan con el extremo romo al frente; o sea, recordando la relatividad de movimiento, encaran la dirección de flujo del agua, evitando así la formación de remolinos que consumirían energía. Análogamente, drumlins y craig-and-tails presentan su parte roma orientada *hacia* el flujo de hielo que avanza. Las rocas aborregadas son la excepción a esta regla, ya que sólo están orientadas conforme a la corriente en parte, ya que el extremo de salida del hielo es irregular y abrupto debido a que sufre el arranque de bloques de roca resistente pero surcada de diaclasas bien desarrolladas.

Atendiendo a la distribución regional de los drumlins (fig. 20.50) resulta evidente que se desarrollaron bajo un grueso espesor de hielo y a una distancia de muchos kilómetros del frente hacia el cual avanzaba el hielo. Por consiguiente, no es posible ver drumlins en proceso de formación, y sólo podemos imaginar su origen por analogía con fenómenos relacionados producidos don-

Figura 20.49. Típica región de drumlins en las cercanías de Wigtown, en el sudoeste de Escocia *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*



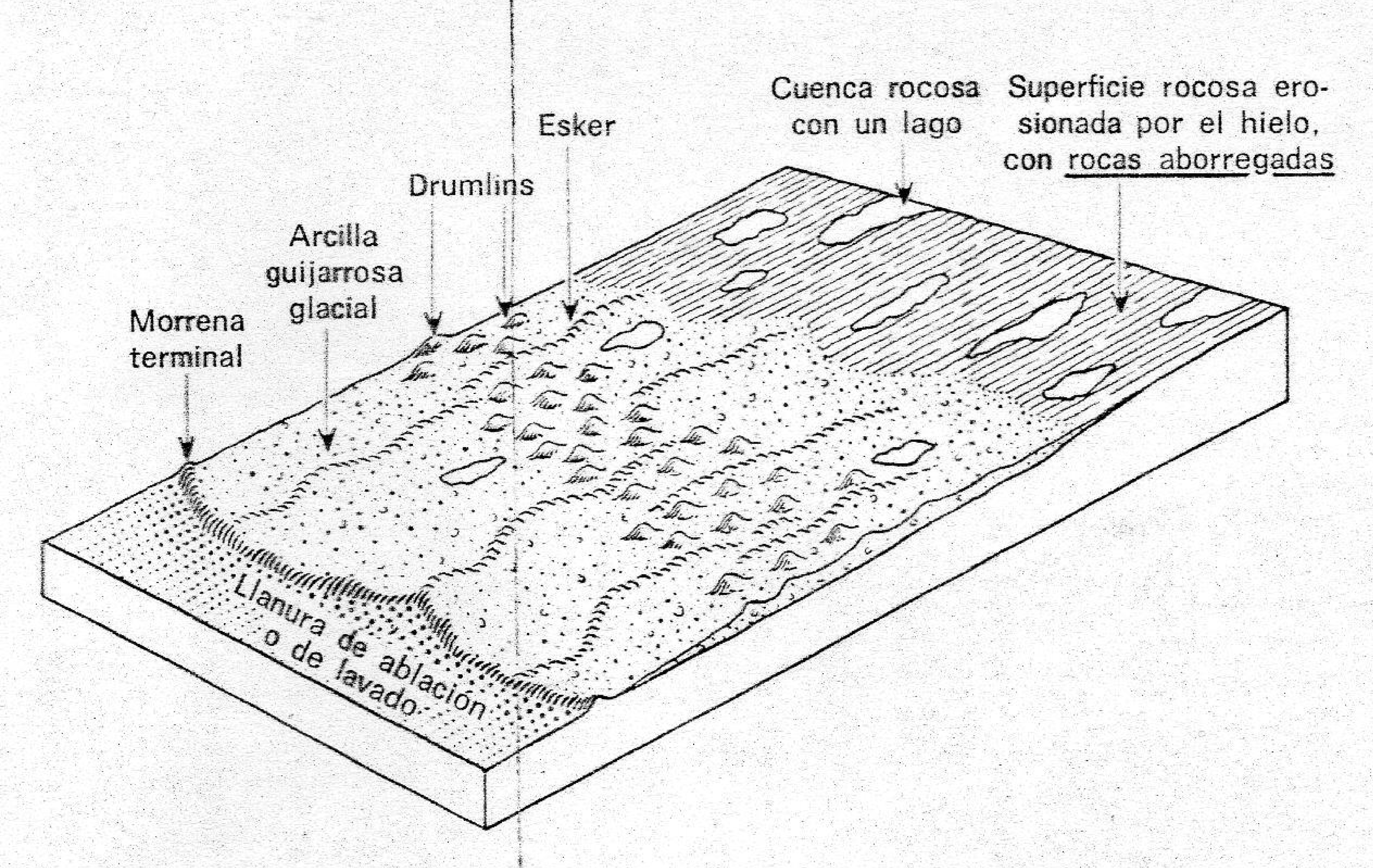


Figura 20.50. Conjunto característico de rasgos fisiográficos que se observan en una región de escaso relieve afectada recientemente por una glaciación.

de un medio fluye sobre otro. El viento produce dunas al soplar sobre la arena. El agua que fluye sobre arena de playa marina o fluvial produce bancos de arena. En ambos casos, continuamente se erosiona material a uno de los lados de la estructura y se deposita al otro lado, de modo que la estructura migra masiva y lentamente en la dirección del flujo. Parece probable que los drumlins se formen de un modo esencialmente similar y que el lento flujo del hielo y su gran viscosidad se compensen por la gran abundancia de tiempo.

Depósitos fluvioglaciales

El desagüe del largo frente de un manto glacial se produce por medio de un inmenso número de cursos de agua más o menos temporales y en constante cambio (figs. 3.5 y 20.51). Tales torrentes transportan grandes cantidades de sedimentos, y tan pronto como la velocidad disminuye, los depositan en conos de deyección de escasa altura o en deltas, según que los hielos terminen en tierra firme o en aguas permanentes. En el primer caso, los conos o abanicos de deyección se extienden y se unen entre sí formando *llanuras de acumulación o de lavado* (fig. 20.50), de pendiente suave; están constituidas por materiales glaciales transportados irregularmente estratificados que son cascajos de grano grueso cerca de las fuentes, pasan más lejos a arena, y finalmente a arcilla. El fondo de los valles está rellenado por capas de depósitos similares, formados principalmente por materiales gruesos, a causa de que los más finos son rápidamente arrastrados aguas abajo.

Más allá de las morrenas terminales de los mantos de hielo, donde la aportación de derrubios es

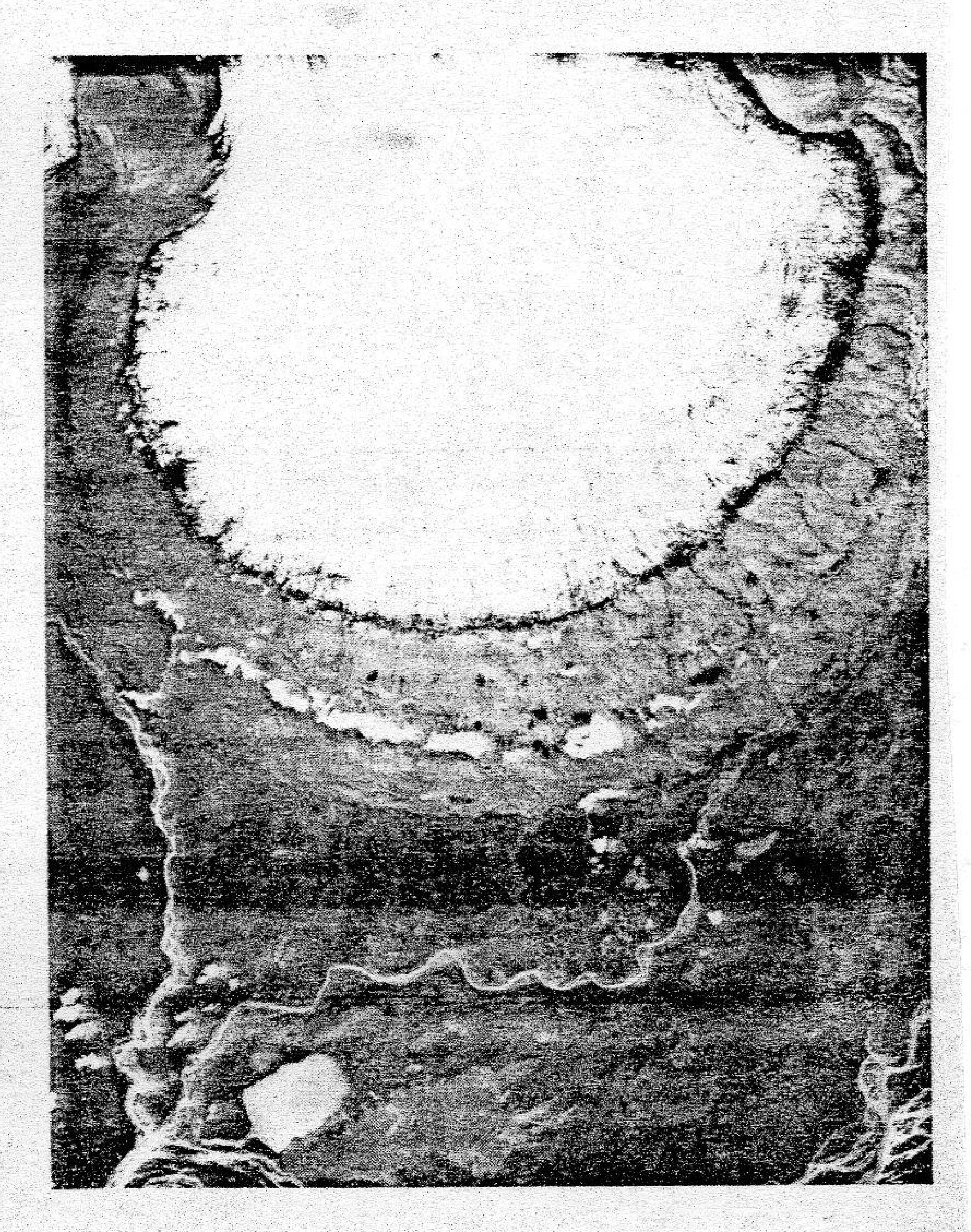


Figura 20.51. Llano de lavado de aluviones fluvioglaciales depositados por cursos de agua anastomosados procedentes del agua de fusión de un lóbulo de hielo, sudoeste de Vatnajökull, Islandia *(Erlingur Dagsson)*.

Figura 20.52. Marmita de origen glacial en las cercanías de Finstown, OLO de Kirkwall, Orkney *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*

Figura 20.53. Esker, en Holylee, valle de Tweed, a 19 km al oeste de Melrose, Escocia *(R. J. A. Eckford, Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*

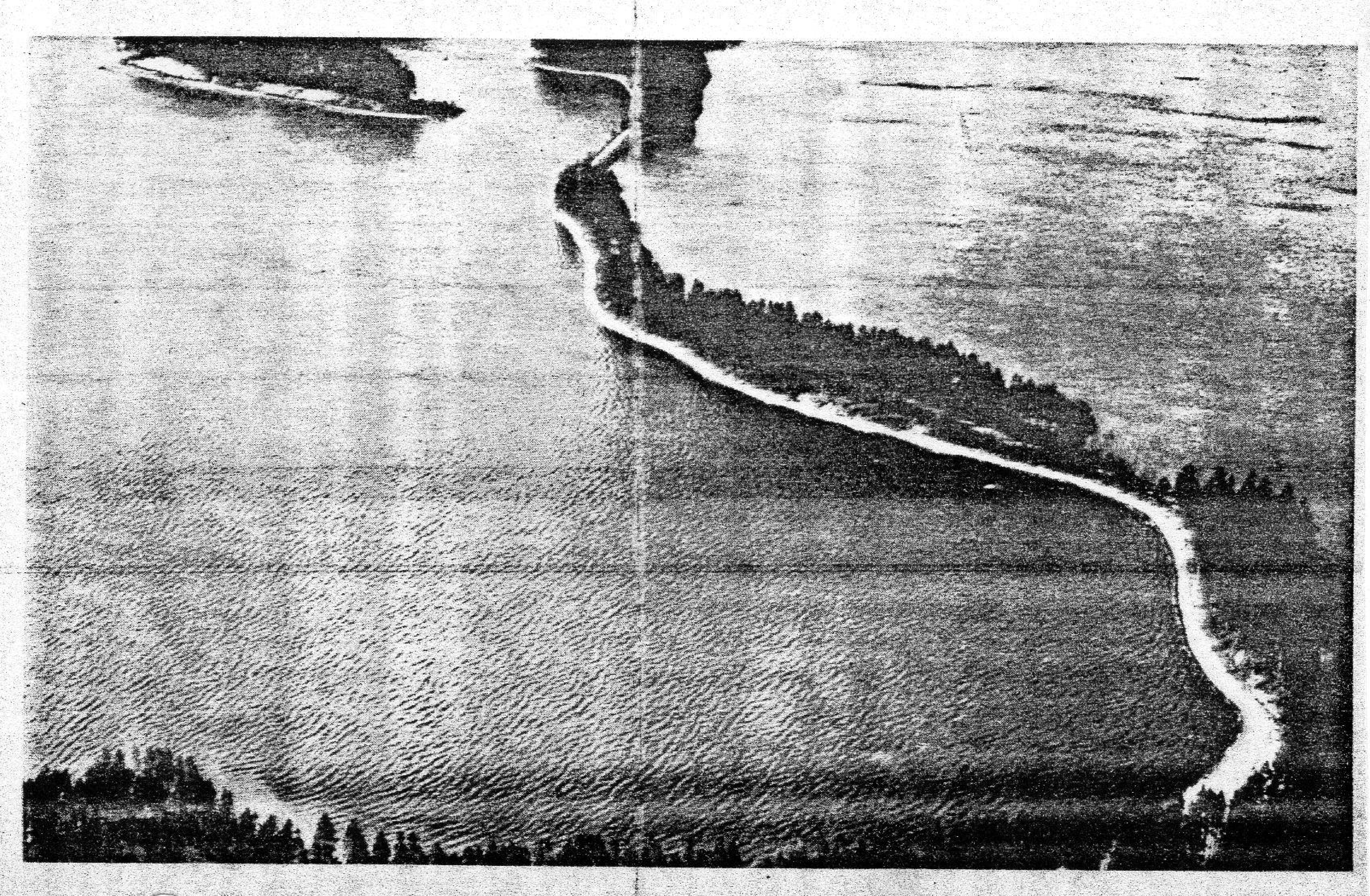
abundante, las llanuras de acumulación pueden extenderse en muchos kilómetros. Debido a ello, vastas zonas de las praderas norteamericanas quedaron uniformemente revestidas de sedimentos. Entre morrenas sucesivas, los aluviones fluvioglaciales reposan sobre los barros glaciales previamente depositados. Las masas estancadas de hielo, que quedaron aprisionadas entre profundas grietas cuando el frente principal se derritió, a menudo están rodeadas e incluso enterradas por los sedimentos, y cuando se funden dejan la superficie accidentada por una serie de depresiones conocidas con el nombre de *marmitas* o *lagos de marmita* (fig. 20.52).

Estas regiones cubiertas por dichos aluviones se encuentran además modificadas por montículos *(kames)*, largas crestas más o menos onduladas (*eskers*, figs. 20.53 y 20.54), y otras relativamente cortas y rectas *(rellenos de grietas)*. Todos estos accidentes están formados de cascajo y arena groseramente estratificados, rasgos que proclaman su origen glacial.

Los *kames* son montículos aislados o arracimados, cada uno de los cuales representa un cono de deyección localizado de caras muy empinadas, o un delta, construidos por un torrente que emerge a un nivel elevado en el frente de hielo temporalmente estacionario. A medida que el hielo se retiró, quedaron sin apoyo la parte trasera o las laterales de la acumulación, por lo cual se derrumbaron y dejaron un montículo cuyas laderas corresponden al ángulo de reposo del cascajo o la arena.

Si tal torrente, en vez de ser corto y temporal, fuese largo y persistente, el depósito formado de un modo continuo en su desembocadura iría creciendo aguas arriba a medida que el hielo se fuese retirando, extendiéndose de este modo en forma de camellón sinuoso que reproduciría el curso del torrente. Algunos eskers pueden haberse originado de esta manera. Pero dicho torrente depositaría también sedimentos mientras corriera por su túnel excavado en el hielo, con lo cual se iría elevando gradualmente su cauce. Por eso, la mayor parte de los eskers se consideran como resultado del relleno de los túneles de cursos sub-

Figura 20.54. Esker, en Punkaharju, Finlandia. El lago ocupa las depresiones de una superficie irregular de arenas y gravas fluvioglaciales *(Finnish Tourist Association)*.



glaciales de inusitada longitud. En algunos casos en los que los aluviones lavados se han adosado contra ellos, es evidente que debieron de originarse dentro del hielo antes de que éste retrocediera. Los eskers no tienen para nada en cuenta la topografía subyacente, la cual cruzan a la manera de los terraplenes de un ferrocarril, adoptando esta forma como resultado del desplome frontal de las laderas originarias. Su recorrido, aunque tortuoso, se encuentra por lo general alineado más o menos perpendicularmente con respecto al frente de hielo en retroceso. Como ilustración de ejemplos que actualmente afloran véase la figura 20.24. En las tierras sometidas durante largo tiempo a la glaciación, salpicadas de lagos y marjales, como Finlandia, Suecia y Canadá los eskers proporcionan calzadas naturales a través de muchos distritos en que, de no ser así, la construcción de carreteras y ferrocarriles sería muy difícil. Existen también camellones que difieren de los eskers en que son cortos y rectos, y que se han interpretado como rellenos de anchas grietas que quedaron en un manto frontal o aislado de hielo cuando éste quedó estancado durante los últimos estadios que llevaron a su fusión total.

Allí donde coexisten glaciares y volcanes activos, las erupciones provocan inundaciones devastadoras de agua de fusión o de coladas de barro. El Cotopaxi tiene muy mala fama por esta coincidencia de fuego y hielo, y lo mismo ocurre con algunos volcanes de Islandia. Una erupción menor puede no liberar energía suficiente como para fundir y atravesar una gruesa cubierta de hielo. En tal caso, el agua de fusión escapa por el fondo del casquete, y éste se comba formando una depresión temporal. Pero —escribe Barth refiriéndose a Islandia—: «Si se funde todo el casquete de hielo que rodea y cubre el volcán, se formará un lago en el glacial. La vasta cantidad de agua así concentrada terminará por romper el dique de hielo y, desde el borde del glacial, bajará una masa inimaginable de agua mezclada con icebergs, productos volcánicos y rocas que anegará la ladera, enterrando todo lo que encuentre a su paso, e inundará las tierras bajas». Durante una erupción de este tipo, en 1918, del Katla, el más terrorífico de todos los volcanes subglaciales de Islandia, el caudal de agua fue veinte veces mayor que el que tiene el Amazonas en su punto máximo de la estación de crecida.

Lagos marginales represados por hielo y derramaderos

Un glaciar que ocupe un valle principal puede obstruir la desembocadura de un valle afluente, y por lo tanto impedir el desagüe y formar un lago. El lago de Marjelen es un ejemplo alpino bien conocido (fig. 20.55) y existen muchos otros, grandes y pequeños, en regiones que todavía tienen glaciares. En aquellos sitios en que la barrera de hielo es suficientemente alta y maciza, el lago represado se eleva hasta el collado o puerto de la cabecera de su valle, y escapa a través de un *canal de desbordamiento* hacia el valle situado en la otra vertiente. Durante la degeneración de un casquete glacial en varios glaciares de valle (fig. 20.56) las alineaciones más elevadas de una divisoria situada entre dos valles vecinos pueden quedar al descubierto, mientras el hielo sigue extendiéndose a través de la divisoria que se encuentra a un nivel más bajo. El agua de fusión se acumula entonces a lo largo del margen del hielo contra los flancos de las colinas y, si desborda por un lado del camellón al otro, se abre seguidamente un canal en la propia alineación divisoria en la cual de este modo queda una muesca. Esta excavación de muescas producida por los canales marginales de desbordamiento puede repetirse varias veces sucesivas a niveles cada vez más bajos a medida que el hielo se va retirando.

Durante el retroceso de los mantos de hielo pleistocénicos en muchísimos puntos se formaron temporalmente lagos represados por el hielo. Algunos de estos lagos marginales se desbordaron a niveles sucesivamente más bajos hasta que llegaron a desaparecer; cada nivel del lago quedó determinado por la altura del emisario más bajo disponible, en cualquier etapa dada, durante el derrumbamiento de la barrera de hielo. Los rasgos fisiográficos y la naturaleza de los depósitos dejados por tales lagos (que constituyen para nosotros las pruebas de su antigua existencia) comprenden: *a*) canales de desbordamiento o derramaderos en las salidas, con frecuencia erosionados hasta formar importantes valles y gargantas (actualmente en seco) situados en las cabeceras de los valles desde los cuales escaparon las aguas de los lagos, o a través de las sierras y estribaciones comprendidas entre valles vecinos; *b*) depósitos y terrazas de las orillas, formados por la ac-

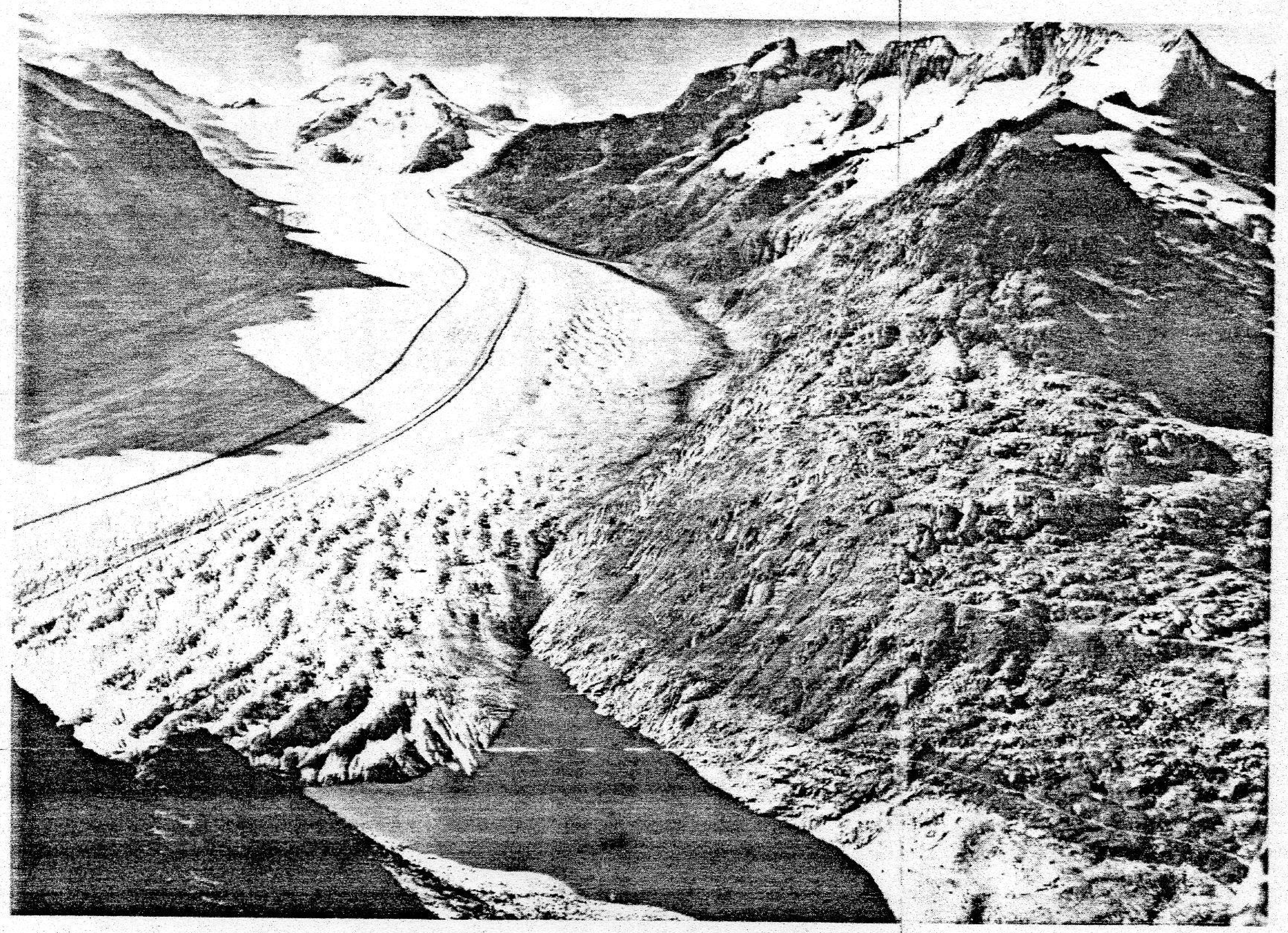


Figura 20.55. El lago de Marjelen, represado por el hielo del glaciar Aletsch, entre el Jungfrau y el Alto Ródano, Suiza *(Hans Steiner)*.

ción del oleaje y las corrientes; *c*) deltas depositados por torrentes que desembocan en el lago, y *d*) sedimentos del fondo del lago, incluyendo las *varvas*, descritas en la página 255.

Las más célebres terrazas costeras (fig. 20.57) de este género son las Parellel Roads (Carreteras Paralelas) de Glen Roy (fig. 20.57). Consisten en playas de 12 a 15 metros de anchura que siguen las curvas de nivel, según puede apreciarse en la figura 20.58. Cada playa puede seguirse hasta la cabecera de un valle donde se encuentra un derramadero al nivel en el cual el lago se desbordaba mientras se formaba la playa. El hielo que se extendía desde Ben Nevis a través de los valles hacia le norte, obstruyó su desembocadura en Glen Roy y en Glen Gloy. El lago más alto (355 m), el de Glen Gloy, atravesando la divisoria en *A* desaguaba en el lago Glen Gloy (350 m), el cual a su vez desbordaba en *B* para engrosar con sus aguas el río Spey. Más tarde, se abrió en *C* (325 m) una salida hacia un afluente del Glen Spean, y el lago rápidamente se vació hasta el nivel así determinado. Esta etapa continuó hasta que la retirada ulterior del hielo permitió al lago extenderse a lo largo del Glen Spean al desbordarse a través de *D* (261 m) que era la salida de su cabecera. A su debido tiempo, el lóbulo del glaciar que obstruía la parte baja del valle fue degenerando lo suficiente como para permitir que el lago desaguara hacia el mar (loch Linnhe) y así, finalmente, desapareció.

Lagos y cuencas lacustres: resumen general

A través de todo lo expuesto ya se habrá visto que los lagos son uno de los rasgos más característicos del paisaje de las regiones sometidas a la glaciación. Finlandia es célebre por sus innumerables lagos, de los cuales se han cartografiado



Figura 20.56. Lago represado por el hielo del glaciar Hoffell, Hornafjord, Sudeste de Islandia *(L. Hawkes)*.

Figura 20.57. Las Carreteras Paralelas de Glan Roy *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña)*.

55 000. Con mucha propiedad, los fineses llaman a su país *Suomi* (Tierra de los Lagos). Muchas partes de Ontario y de las provincias y estados vecinos están acribillados por una análoga red de lagos y vías fluviales (fig. 20.59). La extraordinaria abundancia en los tiempos actuales de lagos de origen glacial —mucho más numerosos que todos los demás tipos juntos— es resultado de dos circunstancias: a) un inmenso número de ellos ocupan oquedades excavadas por el hielo en rocas menos resistentes o concavidades irregulares en la superficie de los materiales que dejó el hielo al retroceder, y *b*) su origen es tan reciente, que sólo algunos de los menos profundos se han colmatado y han quedado reemplazados por llanos lacustres (figs. 18.11 y 18.12).

Dado un abastecimiento de agua superior a la cantidad perdida por evaporación o por filtración a través del fondo y lados, un lago sigue existiendo mientras el fondo de su cuenca permanece por debajo de la parte más baja de sus orillas. Por consiguiente, los lagos se clasifican de un modo apropiado según los modos de origen de sus cuencas.

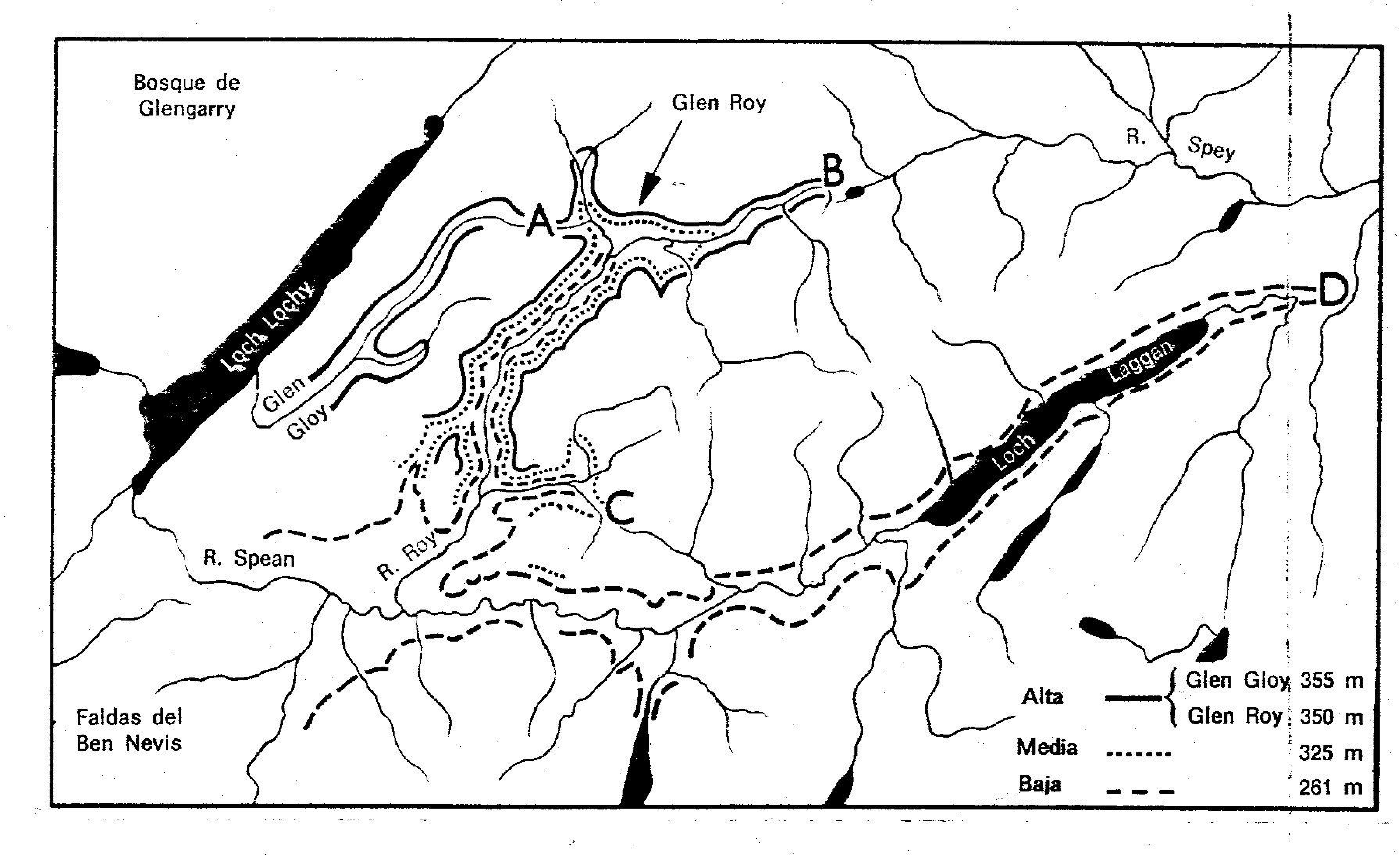


Figura 20.58. Mapa de las Carreteras Paralelas de Glen Roy y sus canales de desbordamiento, región de los Highlands sudoccidentales, Escocia.

Los de origen glacial pueden ocupar:

a) oquedades excavadas por el hielo en zonas de estructura variada (fig. 20.59); cuencas rocosas en valles o cabeceras de valles (circos, figura 20.33); y de antiguas divisorias (fig. 20.40); todas ellas con o sin orlas morrénicas;

b) valles obstruidos por barreras morrénicas (fig. 20.46);

c) depresiones debidas a irregularidades superficiales de los aluviones glaciales;

d) marmitas dejadas al fundirse masas de hielo estancado, enterradas total o parcialmente bajo aluviones fluvioglaciales (fig. 20.52);

e) valles obstruidos por barreras de hielo (figuras 20.55 y 20.56).

Entre los lagos de historia más variada, que comprende a la vez la erosión y la sedimentación glacial, con modificaciones debidas en muchos casos a rebote isostático después de su liberación de la carga de hielo (y quizás a movimientos terrestres independientes), los más notables son los Grandes Lagos de Norteamérica (pág. 501). En Europa, los lagos Ladoga y Onega tienen un origen y una historia similares.

Las cuencas lacustres que deben su origen a procesos geológicos distintos de los glaciares se describen en los capítulos apropiados, pero por conveniencia se añade aquí el siguiente resumen. Para una clasificación completa admirable, con ejemplos de todas partes del mundo, lo mejor es referirse al primer capítulo (págs. 1-163) de la gran obra de G. E. Hutchinson sobre *Limnología* (véase la pág. 492).

Movimientos terrestres

Las depresiones tectónicas (en relación a sus alrededores) son responsables del mayor de los lagos del mundo (mar Caspio), del más profundo (lago Baikal), del de nivel más bajo (mar Muerto) y, entre los de tamaño notable, del más alto (lago Titicaca, en Perú/Bolivia) así como de muchos lagos someros, tanto extensos (lago Victoria) como pequeños (hundimientos locales que acompañan a los terremotos, como las combas encharcadas). Atendiendo a su origen, los tipos principales se deben a:

Ondulación de la corteza (mar Caspio, página 100; lago Victoria, pág. 729; Lough Neagh,

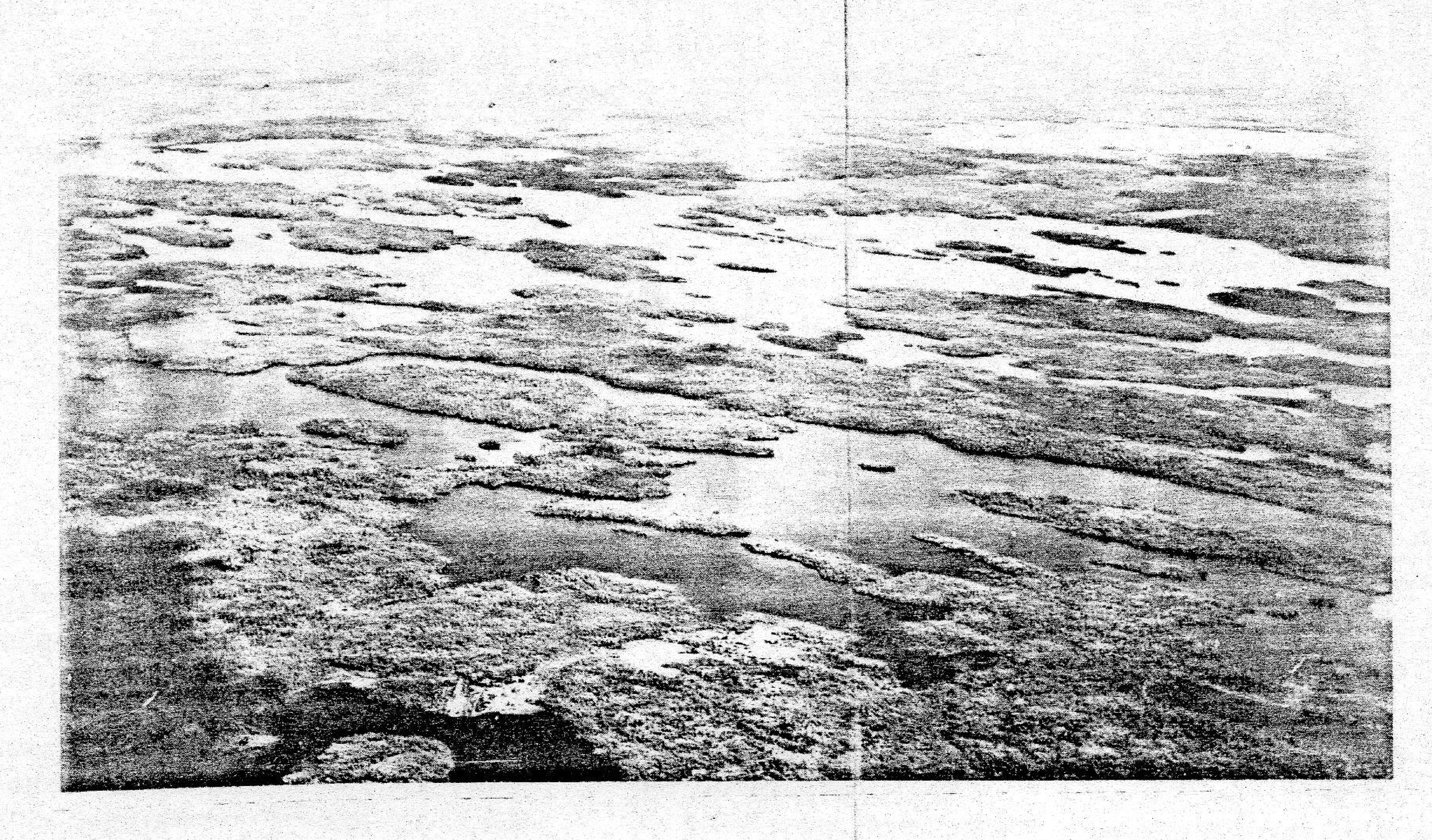


Figura 20.59. Las intrincadas vías del lago Sturgeon y sus alrededores, oeste del Lago Nipigon, al norte del Lago Superior, Ontario; paisaje de verano característico de gran parte de la superficie del Escudo Canadiense, erosionada por el hielo *(Real Fuerza Aérea Canadiense).*

fig. 12.8) y basculación hacia atrás de sistemas fluviales (lago Kyoga, fig. 29.23).

Plegamiento ocurrido a través de valles preexistentes (págs. 425 y 430).

Fallamiento diferencial, especialmente en los valles de fractura africanos y en la Great Basin (Gran Cuenca) del oeste de los Estados Unidos.

Fallas de desgarre o *inversas* a través de un valle preexistente por lo cual éste puede quedar obstruido por una sierra o cordillera (lago Joux, en las montañas del Jura; Fählensee, en los Alpes de Säutis). Las combas encharcadas ocupan algunas de las depresiones topográficas menores formadas a lo largo de fallas activas, allí donde un suelo que estaba elevado se ha puesto en contacto con otro más bajo, o donde ha habido subsidencia local.

ACTIVIDAD VOLCÁNICA

Maars (figs. 12.18 y 12.19), *Cráteres* y *Calderas* (figs. 12.44 y 12.46) de volcanes extinguidos o durmientes.

Colapsamiento de corteza de coladas de lava que tienen cavidades (Myvatn, Islandia).

Coladas de lava que forman barreras a través de valles preexistentes (lago de Galilea; lago Kivu).

DEPOSICIÓN DE SEDIMENTOS

La obstrucción de valles y cauces fluviales puede producirse por:

Desprendimientos de tierras, etc. (pág. 346) y ocasionalmente por aludes y canchales.

Depósitos fluviales: abanicos aluviales procedentes de torrentes laterales impetuosos. Cegamiento en ambos extremos de los lóbulos de meandros abandonados (lagos ox-bow, fig. 18.30). Construcción de diques naturales en general (lagos y ciénagas del lecho de inundación y lagunas deltaicas) (pág. 383 y fig. 18.42).

Depósitos glaciales y fluvioglaciales (pág. 489).

Depósitos eólicos: dunas arenosas costeras que

encierran lagunas y marjales (como en las Landas del sudoeste de Francia).

Depósitos marinos: barras cerradas y restingas que cierran lagunas costeras.

Denudación

Acción disolvente del agua subterránea: simas cuya salida ha quedado obstruida por arcillas residuales. Hundimientos de la superficie producidos por la disolución subterránea de la caliza (página 298) o de la sal gema (lagunas llamadas *meres* en Cheshire).

Acción disolvente de los ríos: expansión y ahondamiento del lecho del río por disolución superficial de la caliza (algunos de los lagos alpinos; el lough Derg, expansión del río Shannon).

Erosión glacial (véase la pág. 489).

Deflación producida por el viento: oquedades excavadas en las regiones áridas hasta una profundidad a la que aflora un suministro adecuado de agua subterránea.

Actividades orgánicas y humanas

Crecimiento de arrecifes coralinos: lagunas aisladas del mar por un anillo continuo de roca coralina o por la subida por encima del nivel del mar de atolones o arrecifes barrera (pág. 619).

Diques construidos por organismos excavadores (lago Beaver, parque de Yellowstone).

Diques construidos por el hombre (lago Mead y lago Powell, río Colorado, figs. 18.37, 19.32; lago Kariba, Zambeze).

Excavaciones hechas por el hombre: algunos embalses; muchas turberas explotadas abandonadas (Broads de Norfolk, fig. 19.19); minas diamantíferas abandonadas ubicadas en chimeneas kimberlíticas, Sudáfrica (pág. 199).

Impacto de grandes meteoritos

Muchos de los cráteres resultantes están secos (como el cráter Meteor o Barringuer, desierto de

Figura 20.60. Cráter meteorítico y lago (de superficie helada), en el extremo norte de Quebec, entre la bahía y el estrecho de Hudson. El cráter, cuyo diámetro es de unos 3 km, es casi circular lo que lo distingue claramente de las demás depresiones excavadas por el hielo, de contorno irregular, ocupadas por los demás lagos (Para datos sobre su descubrimiento y su descripción véase *Scientific American*, mayo de 1951) *(Real Fueza Aérea Canadiense).*



Arizona) pero algunos se han convertido en lagos, como el cráter meteorítico recientemente descubierto de New Quebec (fig. 20.60); el mayor conocido es el cráter Ashanti (lago Bosumtwi), en Ghana, cuyo diámetro supera los 9,5 km. R. S. Dietz (*Scientific American*, agosto de 1961, páginas 51-81) ha llamado *astroblemas* (del griego, heridas producidas por los astros) a las cicatrices producidas en la corteza terrestre por el impacto de meteoritos gigantescos.

Desconocido

Bahías de Carolina: un grupo constituido por unas 150 000 depresiones elípticas someras, distribuidas por los llanos costeros del sudeste de los Estados Unidos de América, principalmente en ambas Carolinas y en Georgia, y orientadas en dirección NO-SE. No pueden explicarse por ninguno de los procesos conocidos; es posible que representen los efectos de un choque oblicuo con un cometa; aunque esto es meramente una sugerencia hipotética, ya que nunca se han observado los efectos de una colisión con un cometa.

Referencias seleccionadas

Chamberlain, R. T., 1936, 'Glacial movement as typical rock deformation', *Journal of Geology*, Chicago, vol. 44, pp. 93–104.

Charlesworth, J. K., 1957, *The Quaternary Era with Special Reference to its Glaciation*, vol. 1, pp. 1–592; vol. 2, pp. 593–1700, Edward Arnold, London.

Dury, G. H., 1957, 'A glacially breached watershed in Donegal', *Irish Geography*, vol. 3, p. 171.

Embleton, C., and King, C. A. M., 1975, *Glacial Geomorphology*, Edward Arnold, London.

— 1975, *Periglacial Geomorphology*, Edward Arnold, London.

Flint, R. F., 1971, *Glacial and Quartenary Geology*, Wiley, New York.

Hutchinson, G. E., 1957, *A Treatise on Limnology*, vol 1; Geography, Physics and Chemistry, Wiley and Sons, New York; Chapman and Hall, London.

Lewes, W. V., (Ed.), 1957, *Norwegian Cirque Glaciers*, Royal Geographical Society Research Series, No. 4, pp. 104.

Jamieson, T. F., 1862, 'On the ice-worn rocks of Scotland', *Quarterly Journal of the Geological Society*, London, vol. 18, pp. 164–84.

Nye, J. F., 1952, 'The mechanics of glacier flow', *Journal of Glaciology*, vol. 2, pp. 81–93; pp. 182–3.

— 1959, 'The motion of ice sheets and glaciers', *Journal of Glaciology*, vol. 3, pp. 493–507.

Raach, G. O. (Ed.), 1961, *Geology of the Arctic*, vol. I, pp. 1–732, vol. II, pp. 733–1196, *University of Toronto Press*, Toronto.

Sharp, R. P., 1954, 'Glacier flow: a review', *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 65, pp. 821–38.

— 1958, 'Malaspina Glacier, Alaska', *ibid.*, vol. 69, pp. 617–46.

Simpson, F. A., (Ed.), 1961, *The Arctic Today*, A. H. and A. W. Reed, Wellington, New Zealand.

Sparks, B. W., and West, R. G., 1972, *The Ice Age in Britain*, Methuen, London.